6

COLLECTION GÉRER L'ENVIRONNEMENT

ANDRÉ MUSY
MARC SOUTTER

Physique du sol



PRESSES POLYTECHNIQUES ET UNIVERSITAIRES ROMANDES

Copyrighted material

GÉRER L'ENVIRONNEMENT
Une collection dirigée par Lucien Yves Maystre,
professeur à l'Ecole polytechnique fédérale de Lausanne.

1 ***Initiation aux calculs économiques pour les ingénieurs***
Lucien Yves Maystre

2 ***Energétique du bâtiment 1***
Claude-Alain Roulet

3 ***Energétique du bâtiment 2***
Claude-Alain Roulet

4 ***Santé et pollution de l'air***
Jean Martin, Lucien Yves Maystre *et al.*

5 ***Sylviculture 1***
Jean-Philippe Schütz

COLLECTION META
Evaluer l'impact sur l'environnement
Jean Simos

Si vous désirez être tenu au courant des publications de l'éditeur de cet ouvrage, envoyez vos nom et adresse aux Presses polytechniques et universitaires romandes, Centre Midi, CH–1015 Lausanne, Suisse, qui vous feront parvenir leur catalogue général.

Première édition
ISBN 2-88074-211-0
© 1991, Presses polytechniques et universitaires romandes
CH–1015 Lausanne
Tous droits réservés
Reproduction même partielle interdite
Imprimé en Suisse par Benteli AG

Copyrighted material

TABLE DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS IX

CHAPITRE 1 INTRODUCTION

1.1 Science du sol et physique du sol 1
1.1.1 Généralités 1
1.1.2 Variabilité temporelle des constituants du sol 2
1.1.3 Variabilité spatiale des constituants du sol 3
1.1.4 Méthodologie 3
1.1.5 Objectifs de la physique du sol 4
1.1.6 Organisation du présent ouvrage 4
1.2 Description générale du sol 5
1.2.1 Relations fondamentales 5
1.2.2 Caractéristiques intrinsèques 6
1.2.3 Caractéristiques relatives 6

CHAPITRE 2 PHASE SOLIDE

2.1 Introduction 9
2.2 Composition de la phase solide 10
2.2.1 Généralités 10
2.2.2 La fraction minérale 10
2.2.3 La fraction organique 17
2.3 Organisation de la phase solide 19
2.3.1 Généralités 19
2.3.2 Description de la structure 20
2.3.3 Les espaces lacunaires 22
2.4 Caractéristiques globales de la phase solide 23
2.4.1 Généralités 23
2.4.2 Caractéristiques intrinsèques 24
2.4.3 Caractéristiques relatives 24

Copyrighted material

CHAPITRE 3 PHASE LIQUIDE
3.1 Introduction ... 27
3.2 Propriétés ... 28
3.2.1 L'eau ... 28
3.2.2 La solution du sol ... 45
3.3 Caractéristiques ... 49
3.3.1 Caractéristiques globales ... 49
3.3.2 Etat énergétique ... 53
3.3.3 Relations entre taux d'humidité et potentiel de pression ... 63
3.4 Dynamique en milieu saturé ... 73
3.4.1 Principes des écoulements en milieu saturé ... 73
3.4.2 Loi de comportement dynamique ... 77
3.4.3 Equation de continuité ... 84
3.4.4 Equation générale des écoulements en milieu saturé . 86
3.5 Dynamique en milieu non saturé ... 87
3.5.1 Principes des écoulements en milieu non saturé ... 87
3.5.2 Loi de comportement dynamique ... 88
3.5.3 Equation de continuité ... 92
3.5.4 Equations générales des écoulements non saturés ... 93
3.5.5 Applications pratiques ... 95
3.6 Déformabilité, anisotropie et hétérogénéité ... 101
3.6.1 Généralités ... 101
3.6.2 Déformabilité du sol ... 102
3.6.3 Hétérogénéité et anisotropie de la phase solide ... 108
3.6.4 Hétérogénéité de la phase liquide – transferts de solutés ... 116

CHAPITRE 4 PHASE GAZEUSE
4.1 Introduction ... 123
4.2 Propriétés de la phase gazeuse ... 123
4.2.1 Caractéristiques et propriétés des gaz ... 123
4.2.2 L'air du sol ... 131
4.3 Caractéristiques de la phase gazeuse ... 133
4.3.1 Généralités ... 133
4.3.2 Caractéristiques globales de la phase gazeuse ... 134
4.3.3 Etat énergétique de la phase gazeuse ... 134
4.4 Dynamique de la phase gazeuse ... 137
4.4.1 Généralités ... 137
4.4.2 Dynamique globale de la phase gazeuse ... 137
4.4.3 Dynamique d'une composante de la phase gazeuse 139
4.5 Écoulement biphasique ... 141

Copyrighted material

4.5.1 Généralités 141
4.5.2 Equations dynamiques 141
4.5.3 Equation de continuité 144
4.5.4 Equation générale 145
4.6 Aération du sol 145
4.6.1 Ordre de grandeur des échanges gazeux dans le sol 145
4.6.2 Besoins des cultures 146
4.6.3 Limitations et améliorations de l'aération du sol 148

CHAPITRE 5 THERMIQUE DU SOL
5.1 Introduction 149
5.2 Propriétés thermiques et transferts de chaleur 150
5.2.1 Caractéristiques et propriétés thermiques du sol 150
5.2.2 Lois dynamiques 152
5.2.3 Equation de continuité 156
5.2.4 Equation générale 156
5.3 Bilan énergétique 157
5.3.1 Les échanges radiatifs 157
5.3.2 Les échanges de chaleur 161
5.3.3 Formulation du bilan énergétique 162
5.4 Régime thermique 163
5.4.1 Cycles de variations thermiques 163
5.4.2 Modifications du régime thermique 166

CHAPITRE 6 DYNAMIQUE DE LA STRUCTURE
6.1 Introduction 169
6.2 Dynamique naturelle 170
6.2.1 Généralités 170
6.2.2 Facteurs affectant l'évolution structurale 170
6.2.3 Stabilité structurale 172
6.2.4 Le cas particulier des tourbes drainées 174
6.3 Dynamique liée aux activités humaines 178
6.3.1 Comportement rhéologique des sols 178
6.3.2 Les contraintes 182
6.3.3 Les tassements 185
6.4 Régénération de la structure du sol 187

CHAPITRE 7 PLANTES ET SOL
7.1 Introduction 189
7.2 Les végétaux supérieurs 190

Copyrighted material

7.2.1 Métabolisme 190
7.2.2 Morphologie et physiologie 194
7.3 L'eau et la cellule végétale 197
7.3.1 La cellule végétale 197
7.3.2 Comportement hydrique de la cellule végétale 199
7.4 Dynamique de l'eau dans la plante 203
7.4.1 Généralités 203
7.4.2 L'absorption racinaire 204
7.4.3 La circulation dans le système vasculaire 206
7.4.4 La transpiration 208
7.4.5 Comportement hydrique global 211

CHAPITRE 8 BILAN HYDRIQUE
8.1 Introduction 213
8.2 L'infiltration 215
8.2.1 Principes de l'infiltration 215
8.2.2 Formulation analytique du processus d'infiltration . 220
8.3 La redistribution 226
8.3.1 Principes de la redistribution 226
8.3.2 Formulation analytique du processus de redistribution 228
8.4 L'évapotranspiration 230
8.4.1 Principes de l'évapotranspiration 230
8.4.2 Formulation analytique de l'évapotranspiration 233

ANNEXE I MÉTHODES DE MESURE 241

ANNEXE II NOTIONS DE THERMODYNAMIQUE 273

ANNEXE III PRINCIPES DE RÉSOLUTION NUMÉRIQUE DE L'ÉQUATION DE RICHARDS 291

ANNEXE IV QUELQUES EXERCICES 305

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES 321

NOTATIONS : SYMBOLES ET UNITÉS 323

INDEX ANALYTIQUE 331

Copyrighted material

AVANT - PROPOS

La compréhension et la description des phénomènes physiques et physico-chimiques se déroulant dans les sols aussi bien qu'à leur interface avec l'atmosphère, en présence ou non de végétaux, paraissent indispensables à une gestion adéquate de ces milieux. Le domaine de la physique du sol intéresse ainsi sutout les ingénieurs du génie rural, dont les activités sont particulièrement orientées dans ce sens, mais également les spécialistes en agronomie, en génie civil ou en environnement.

En effet, les aménagements agricoles des terres et des eaux (assainissements, drainages, irrigations, contrôles de l'érosion, etc.), les travaux visant à l'amélioration des sols et de leur fertilité (chaulage, modifications structurales, améliorations texturales, etc.), les constructions implantées en zones rurales (canaux, stations de pompages, puits, chemins de desserte, etc.), les ouvrages de protection (zones de protection de sources, collecteurs et barrages anti-pollution, stabilisation de talus, de berges, de routes, de voies de chemins de fer, etc.) et d'autres types d'études et de travaux liés au maintien de la qualité des eaux et à la conservation des sols (contrôles des flux de pollution, capacité de recharge des eaux souterraines, conditions limites d'exploitation des eaux, des sols, voire des matériaux, etc.) reposent sur des concepts inhérents à ce domaine scientifique et utilisent les théories et méthodes qui y sont développées. Ce constat a incité les responsables du Département de Génie Rural de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL) à faire ressortir cette discipline, plus spécifiquement que par le passé, dans la formation des futurs ingénieurs du génie rural, de l'environnement et des mensurations.

C'est la raison pour laquelle, lors de la récente mise sur pied du nouveau plan d'études de la section Génie Rural-Environnement-Mensuration (GREM) de l'EPFL, il a paru utile et même nécessaire d'introduire, en deuxième année d'études déjà, un cours de physique du sol. Celui-ci s'adresse aux futurs ingénieurs du génie rural de notre section, quelle que soit l'orientation complémentaire qu'ils choisiront lors du deuxième cycle de leurs études (mensuration ou environnement). Il complète ainsi harmonieusement la formation des étudiants de notre section dans le domaine de la science du sol, puisque ces derniers suivent, parallèlement à ce cours, un enseignement en pédologie, davantage orienté vers la description de la nature des sols et de leur évolution, notamment du point de vue minéralogique, chimique et biologique.

Le présent ouvrage n'a pas la prétention d'être exhaustif ou révolutionnaire. Il a toutefois le mérite d'être rédigé en français, ce qui est relativement peu courant dans le domaine, et d'exposer de manière claire et concise, à l'intention d'étudiants, certains

Copyrighted material



CHAPITRE PREMIER

INTRODUCTION

1.1 SCIENCE DU SOL ET PHYSIQUE DU SOL

1.1.1 Généralités

Les sols peuvent être définis de manière générale comme le produit, remanié et organisé, de l'altération de la couche superficielle de la croûte terrestre, essentiellement sous l'action d'agents climatiques et biologiques. De cette définition se dégagent les deux dimensions fondamentales de l'étude des sols, à savoir le temps et l'espace. Le sol apparaît en effet d'une part comme un milieu complexe, biologiquement actif et siège de nombreux phénomènes transitoires qui s'inscrivent dans un processus évolutif global, et de l'autre comme une entité arbitrairement délimitée, en constante interaction avec les autres éléments de l'écosystème dans lequel il s'insère.

L'étude des sols comporte ainsi d'un côté la description du sol, en tant que système isolé, et de l'autre l'analyse de ses relations et interactions avec les autres éléments de l'écosystème. Au sens large, les sciences du sol englobent dès lors d'une part les disciplines centrées sur les sols, leur évolution et les processus qui s'y déroulent, à savoir *pédologie*, *physique du sol*, *chimie du sol* et *biologie du sol*, et de l'autre les disciplines orientées vers l'analyse de leur comportement au sein de l'écosystème, en particulier en relation avec les végétaux (*agronomie*) et les caractéristiques climatiques (*agrométéorologie*). Il est clair qu'il n'existe pas de limites bien définies entre ces divers domaines et que l'on ne saurait étudier l'un sans effectuer de fréquentes incursions dans les autres, ne serait-ce qu'en raison de l'échelle réduite (chimique, biologique ou physique) à laquelle se déroulent souvent les phénomènes étudiés, alors que leurs causes et leurs effets dépassent le cadre du sol en tant que tel et s'observent à l'échelle de l'ensemble du système *sol-plante-atmosphère*.

Dans ce contexte, il est particulièrement important de garder à l'esprit que la démarche analytique, fondée sur la décomposition d'un ensemble en éléments séparés, suivie de leur étude et de celle de leurs interactions réciproques, est purement artificielle. Cette démarche répond notamment aux difficultés inhérentes à l'élaboration d'une description et d'une représentation à la fois globales, complètes et détaillées d'un système aussi complexe. Sa conséquence majeure réside dans le fait que chacune des diverses disciplines sus-mentionnées éclaire un aspect particulier d'une même réalité et en fournit une image réduite et partielle, si bien que même leur synthèse ne permet d'appréhender

Copyrighted material



échanges thermiques, le domaine d'étude de la physique du sol se voit étendu à l'ensemble du système sol-plante-atmosphère.

1.1.3 Variabilité spatiale des constituants du sol

La variabilité spatiale des divers constituants du sol découle de leurs dynamiques respectives et se distingue dès lors par son caractère essentiellement *transitoire*. Toutefois, comme la composition et l'organisation de la phase solide représentent, à l'échelle des phénomènes rapides, une dimension relativement *permanente* du sol, leurs variations spatiales constituent un aspect important des caractéristiques physiques du milieu dans lequel se produisent ces phénomènes.

La variabilité spatiale de la phase solide découle de la genèse du sol. Comme la formation des sols résulte de l'action simultanée de nombreux facteurs dont les principaux sont le climat, les matériaux de base, le relief et les organismes vivants, on conçoit aisément que le produit de leur interaction varie considérablement d'une région à l'autre, mais également sur une échelle locale, notamment en fonction de la profondeur.

Souligner cette diversité, c'est mettre en exergue le caractère fondamentalement hétérogène de la phase solide des sols. Leurs propriétés vis à vis des phénomènes rapides connaissent la même hétérogénéité et peuvent de surcroît présenter une certaine anisotropie (variation selon la direction), ce qui complique singulièrement leur description. C'est ainsi par souci de simplification qu'une seconde hypothèse générale est formulée, celle de l'*homogénéité* et de l'*isotropie* de la phase solide.

Il faut cependant noter que les propriétés et caractéristiques de la phase solide d'un sol sont déterminées, sur le plan pratique, par l'analyse d'échantillons prélevés, en nombre limité, sur le terrain. L'assimilation d'un sol réel à un sol homogène «équivalent» plus simple, par les hypothèses sus-mentionnées, découle dès lors également des difficultés que comporte l'acquisition d'informations détaillées quant aux variations spatiales des propriétés du sol.

L'hypothèse d'homogénéité et d'isotropie ne reste finalement acceptable que dans la mesure où les propriétés du sol varient dans une gamme relativement restreinte. Lorsque, comme c'est souvent le cas, les phénomènes étudiés se déroulent dans un sol *stratifié*, dont les diverses couches présentent des différences marquées, il y a lieu d'incorporer l'hétérogénéité du sol à leur description.

1.1.4 Méthodologie

Les phénomènes rapides traités par la physique du sol relèvent d'une part de processus de *transferts* et de l'autre de processus de *transformations*. Sur le plan méthodologique, leur étude s'appuie sur une description de nature statique de la phase solide du sol et sur la formulation de lois dynamiques caractérisant le comportement de ses phases fluides, l'évolution de sa température ou les transferts de substances en solution.

Le mode de description de la phase solide retenu en physique du sol se limite aux traits essentiels qui permettent de différencier les sols entre eux, principalement du point de vue des caractéristiques et propriétés qui conditionnent les phénomènes rapides. Cette description est dès lors beaucoup moins affinée que celle qui prévaut en pédologie.

Copyrighted material

Les lois dynamiques expriment une relation entre une cause, généralement une différence de potentiel, et un effet, généralement un flux, de manière analogue à ce que l'on peut rencontrer dans d'autres domaines de la physique, la loi d'Ohm en électricité par exemple. Ces lois expriment l'intensité d'un phénomène dans des conditions données, soit en régime *permanent*. Lorsque ces conditions sont transitoires, soit en régime *variable*, les lois dynamiques ne suffisent plus à fournir une description quantitative complète du phénomène et il s'avère alors nécessaire de leur adjoindre une formulation du principe de conservation, généralement appliqué à la masse ou à l'énergie.

1.1.5 Objectifs de la physique du sol

Les principaux objectifs de la physique du sol consistent à établir les lois générales décrivant de manière quantitative le comportement à court terme des sols, de sorte qu'elles puissent être appliquées à la résolution des divers types de problèmes propres au génie rural. Les phénomènes rapides, tels que les transferts d'eau, d'air, de chaleur ou de solutés, exercent en effet une influence déterminante sur les conditions et les rythmes de croissance des végétaux. La physique du sol, en fournissant une description de ces processus, constitue ainsi un instrument indispensable à une bonne gestion des sols, non seulement du point de vue de l'amélioration de la production végétale, mais également à l'égard de leur protection et de leur conservation.

Il en va de même des divers types d'aménagements hydro-agricoles effectués dans cet esprit, tel que le drainage ou l'irrigation, ainsi que des mesures destinées à la lutte contre la dégradation des sols, par érosion notamment, ou à la protection des nappes phréatiques contre des contaminations dues à la migration de substances toxiques, telles que pesticides ou métaux lourds.

1.1.6 Organisation du présent ouvrage

La démarche retenue pour la rédaction de cet ouvrage découle des différences de propriétés et de comportement des diverses phases constituant le sol. Les chapitres 2, 3 et 4 sont ainsi respectivement consacrés à la description des phases solide, liquide et gazeuse. Dans le cas de la phase solide, cette description se limite aux traits généraux permettant de différencier les sols entre eux du points de vue des phénomènes rapides, alors que dans le cas des phase fluides elle s'étend à l'analyse de leur comportement spécifique. La dynamique de la phase liquide fait l'objet de développements relativement détaillés en raison de son importance prépondérante dans le cadre des applications pratiques de la physique du sol. Par ailleurs, certains aspects des interactions entre ces diverses phases (écoulements biphasiques, transferts de solutés) sont mentionnés au fur et à mesure de leurs descriptions. Le chapitre 5, consacré à la thermique du sol, vient compléter la description des processus physiques se déroulant dans les sols et conduit à étendre le domaine de la physique du sol aux échanges avec l'atmosphère.

Les principales influences du milieu extérieur sont alors finalement décrites par les chapitres 6, 7 et 8, traitant respectivement de la dynamique à court terme de la structure du sol, du comportement hydrique des plantes et finalement du bilan des échanges hydriques dans le système sol-plante-atmosphère.

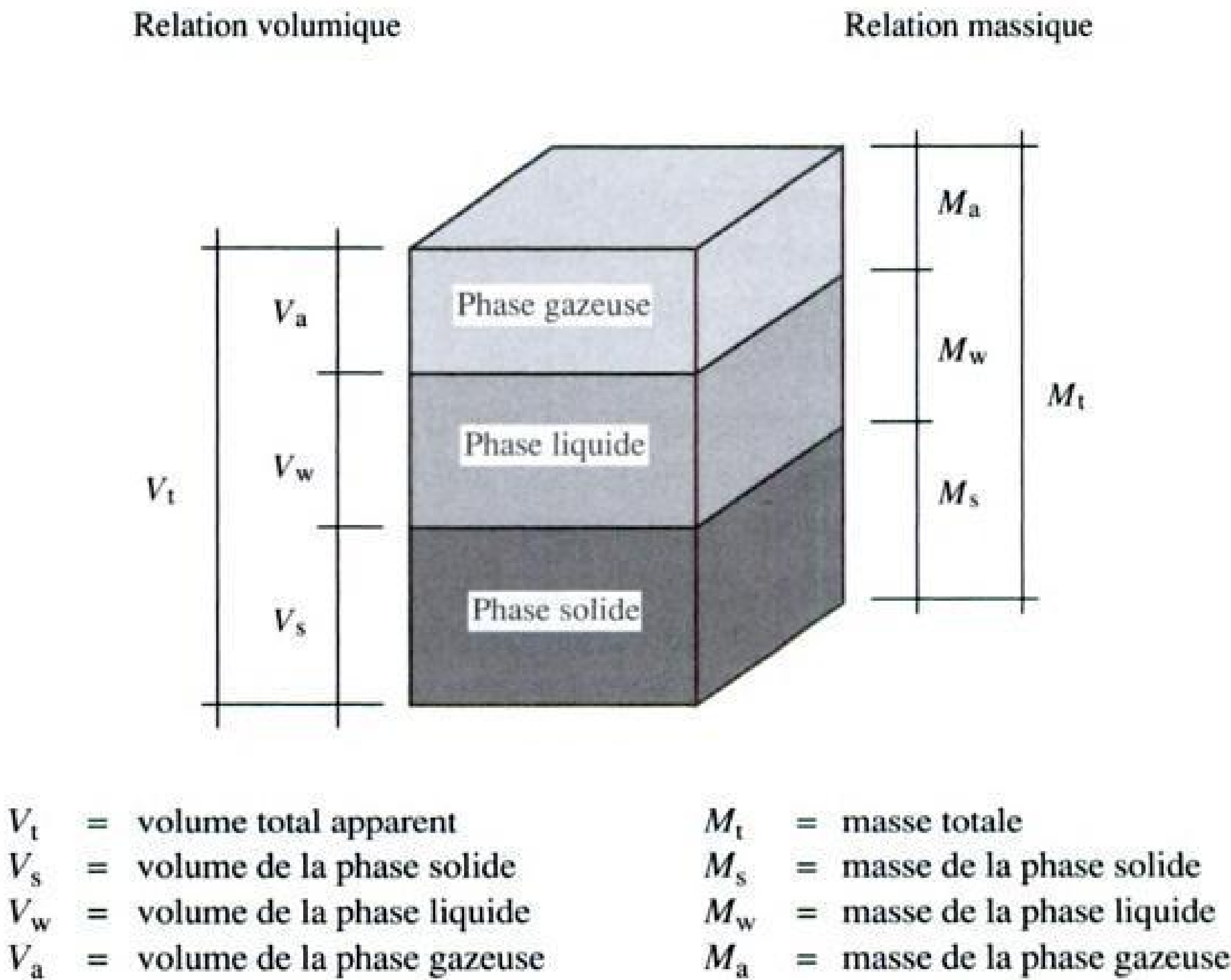
Copyrighted material

Quatre annexes, respectivement consacrées aux méthodes de mesure des principaux paramètres définis et utilisés dans les chapitres 1 à 8, à quelques notions fondamentales de la thermodynamique et de leur application au comportement du sol, aux principes de résolution numérique des équations d'écoulement et finalement à un recueil d'exercices, viennent compléter cet ouvrage.

1.2 DESCRIPTION GÉNÉRALE DU SOL

1.2.1 Relations fondamentales

En première analyse, le sol apparaît donc comme un complexe dynamique à trois phases, qui s'interpénètrent et s'influencent réciproquement. Cette première description de nature globale souligne que la décomposition du sol selon ses phases constitutives est purement conceptuelle, et que leur étude, entreprise isolément, doit s'accompagner de celle de leurs interactions réciproques. Il importe alors de garder à l'esprit que la représentation schématique qui résulte de cette démarche est biaisée et que le sol forme en réalité un tout, si bien qu'une intervention destinée à corriger ou à améliorer l'un de ses aspects se répercutera sur les autres.



V_t = volume total apparent
V_s = volume de la phase solide
V_w = volume de la phase liquide
V_a = volume de la phase gazeuse

M_t = masse totale
M_s = masse de la phase solide
M_w = masse de la phase liquide
M_a = masse de la phase gazeuse

FIG. 1.1 Représentation schématique de la constitution d'un volume de sol

Les paramètres fondamentaux sur lesquels repose la description générale d'un sol relèvent des relations de *masse* et de *volume* caractérisant sa constitution. Ces relations sont illustrées par la figure 1.1, les indices s, w et a se réfèrant respectivement aux phases *solide*, *liquide* et *gazeuse*.

Copyrighted material



diverses. Dans la figure 1.1, chaque volume est représenté par un parallélépipède rectangle dont la base présente une surface unitaire constante. Seule la hauteur varie. Il est par conséquent possible d'utiliser des termes de *longueur* pour caractériser le volume occupé respectivement par les diverses phases. Par analogie aux précipitations, on peut alors parler d'une *hauteur d'eau* contenue dans une colonne de sol, de profondeur définie. La figure 1.2 illustre d'autres types de représentation des constituants du sol et les unités qui s'y rattachent.

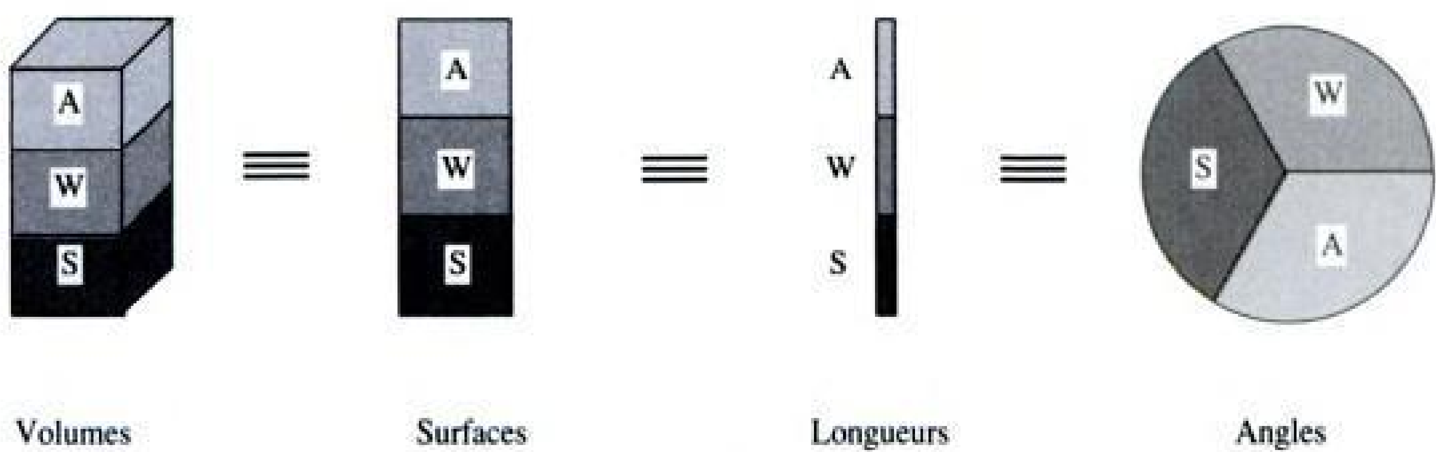


FIG. 1.2 Divers types de représentation des phases constitutives du sol

Copyrighted material

CHAPITRE 2

LA PHASE SOLIDE

2.1 INTRODUCTION

La distinction entre caractéristiques intrinsèques et relatives des diverses phases constitutives du sol, introduite dans le cadre de sa description globale, conduit tout naturellement à articuler l'étude de la phase solide autour de ces deux aspects fondamentaux. En effet, les spécificités respectives de la composition et de l'organisation de la phase solide permettent d'éclairer quelque peu la portée et la signification de ses caractéristiques globales.

La *composition* de la phase solide du sol, qui détermine donc, à l'échelle globale, ses caractéristiques intrinsèques, se trouve à l'origine des diverses propriétés du sol, soit directement par ses qualités propres, soit indirectement par les limitations qu'elle impose dans le champ des modes d'organisation possibles de la phase solide. Bien que la matrice solide soit le siège de nombreuses réactions physico-chimiques, sa composition reste relativement stable, du moins à l'échelle macroscopique et dans le cadre de processus à court terme. En conséquence, la phase solide sera de manière générale considérée comme *inerte*, si bien que l'aspect de ses interactions avec la phase liquide ne sera pas abordé, ce en dépit de l'influence considérable qu'exercent les échanges ioniques sur les phénomènes de transferts de solutés.

L'*organisation* de la phase solide du sol, qui détermine, à l'échelle globale, ses caractéristiques relatives, est en grande partie conditionnée par sa composition. Elle définit le volume et la structure des *espaces lacunaires*, dans lesquels se déroulent les processus de transfert des fluides et se développent les organismes vivants. Le mode d'assemblage des particules élémentaires constitue de ce fait un aspect central des caractéristiques physiques du sol. Il importe de souligner ici que la structure du sol est en fait fondamentalement *instable* et *inconstante* dans le temps. Toutefois, la plupart des phénomènes affectant la structure ne font sentir leurs effets qu'à long terme, si bien que le sol peut être considéré de manière générale dans le présent contexte comme *indéformable*. Certains phénomènes particuliers sont cependant susceptibles de provoquer une évolution relativement rapide de la structure. De par leurs répercussions sur le plan cultural, ils constituent un aspect important de la physique du sol, faisant l'objet du chapitre 6.

Il résulte de ces considérations que la description de la phase solide peut se limiter

Copyrighted material

à des critères quantitatifs généraux, visant à permettre une différenciation globale des sols et à apprécier leurs aptitudes, en termes de comportement physique. Pour plus de détails relatifs à leurs caractéristiques chimiques, minéralogiques et morphologiques, on se référera dès lors à un ouvrage de pédologie.

2.2 COMPOSITION DE LA PHASE SOLIDE

2.2.1 Généralités

L'étude de la composition de la phase solide du sol conduit à distinguer en première analyse les particules *minérales* des particules *organiques*. Cette analyse peut par la suite être affinée en considérant les divers types de minéraux et de substances organiques présentes, et leur structure moléculaire. Une description aussi détaillée ne répond toutefois pas directement aux besoins de la physique du sol, bien qu'elle fournisse des informations complémentaires du plus haut intérêt, notamment dans un contexte d'application.

C'est la raison pour laquelle des aspects chimiques ou minéralogiques ne seront mentionnés qu'occasionnellement et à titre indicatif. Précisons néanmoins que la nature chimique des particules élémentaires constituant la phase solide du sol est liée à leur origine. La fraction minérale reflète ainsi la composition des matériaux de base dont est issu le sol (roche-mère, colluvions d'origine éolienne, hydrique ou gravitaire) et les aléas de sa genèse, alors que la fraction organique trouve sa principale source dans la décomposition des organismes végétaux.

Les fractions minérale et organique se distinguent non seulement par l'origine, mais également par leurs propriétés spécifiques, par la nature des critères retenus pour leur description et par les techniques d'analyse mises en œuvre.

2.2.2 La fraction minérale

Analyse granulométrique

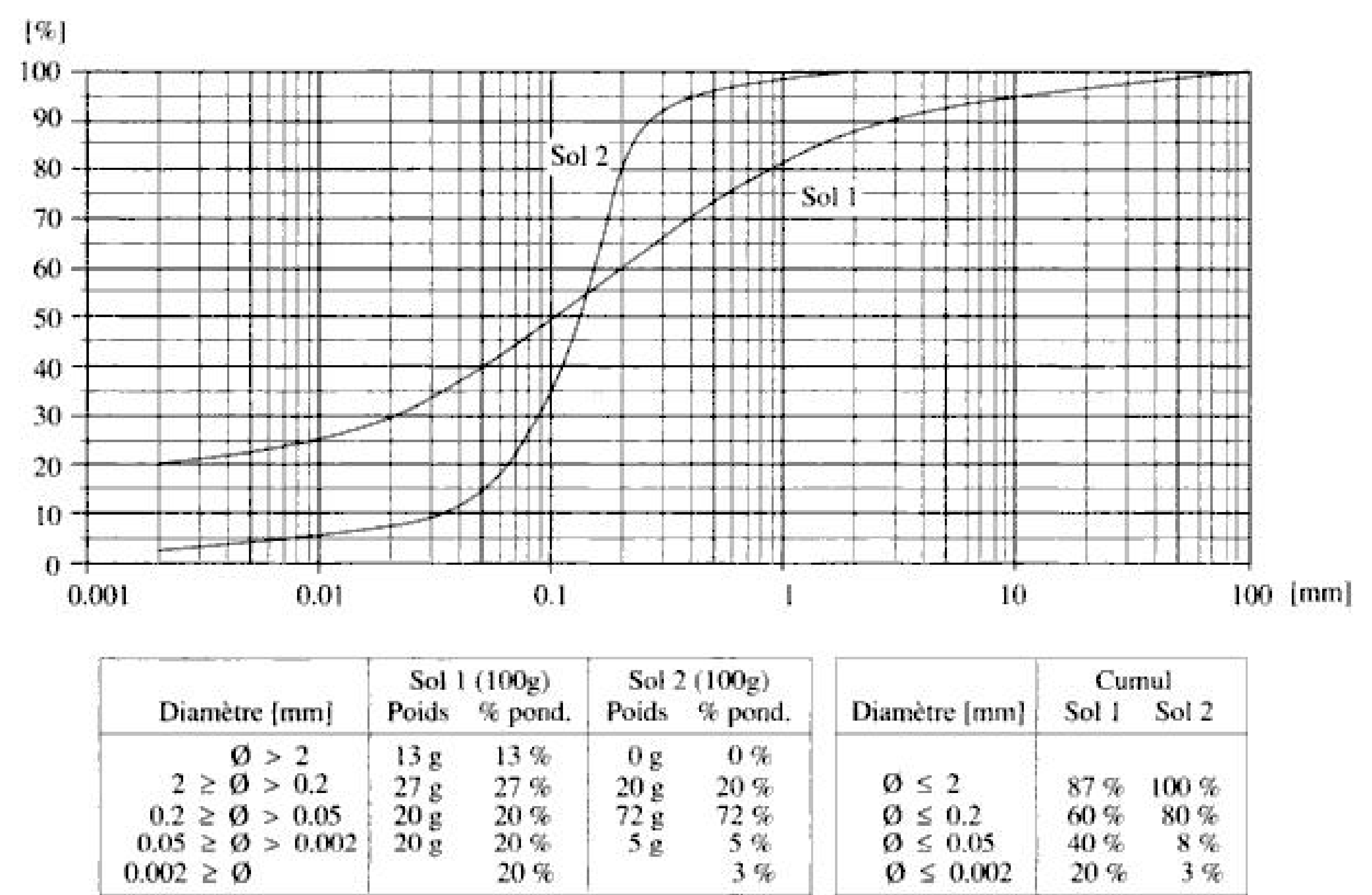
Une analyse quantitative globale de la fraction minérale de la phase solide du sol, négligeant par conséquent ses caractéristiques qualitatives de nature chimique et minéralogique, repose exclusivement sur des critères *géométriques*. De ce point de vue, les particules élémentaires entrant dans la constitution de la fraction minérale sont idéalement caractérisées par leur *volume* et leur *forme*. La ***texture*** des sols, en tant que critère de différenciation, est alors définie par la répartition numérique des particules élémentaires en fonction de leur géométrie.

Toutefois, pour des raisons d'ordre pratique liées notamment aux techniques de mesure, les notions de *diamètre apparent* et de *masse relative* ont été substituées aux notions géométriques et numériques. Cette substitution comporte deux hypothèses sous-jacentes, à savoir la relative sphéricité des particules d'une part, et l'homogénéité de leurs masses volumiques de l'autre. La différenciation des sols sur la base de leur texture fait ainsi appel à la répartition pondérale des diamètres apparents des particules élémentaires, soit à leur ***granulométrie***.

Copyrighted material

L'objectif de l'*analyse granulométrique* consiste donc à différencier par la taille les éléments minéraux du sol et à quantifier leur répartition pondérale, dans des classes de diamètres prédéfinies. Ces analyses s'effectuent en laboratoire sur des échantillons de sol, après destruction de la matière organique qu'ils contiennent. Leur principe repose sur la séparation des particules selon leur dimension, par les méthodes exposées à l'annexe I. L'analyse granulométrique commence ainsi par la séparation des particules grossières, d'un diamètre apparent supérieur à 2 mm par exemple, puis se poursuit pour des éléments de plus en plus fins. A chaque étape, le poids des éléments séparés rapporté au poids total de l'échantillon fournit la proportion d'éléments dont la taille se trouve comprise dans la gamme définie par les deux derniers diamètres utilisés comme critères de séparation.

Le cumul des compléments à 100% des diverses proportions ainsi obtenues, dans le sens des diamètres croissants, permet de tracer un graphique donnant la proportion pondérale des éléments de taille inférieure à un diamètre donné. Le résultat d'une analyse granulométrique se présente sous la forme d'une *courbe granulométrique* telle qu'illustrée par la figure 2.1. On y trouve en abcisse le diamètre apparent des particules (en échelle logarithmique) et en ordonnée la proportion pondérale cumulée.



Diamètre [mm]	Sol 1 (100g) Poids	Sol 1 (100g) % pond.	Sol 2 (100g) Poids	Sol 2 (100g) % pond.
Ø > 2	13 g	13 %	0 g	0 %
2 ≥ Ø > 0.2	27 g	27 %	20 g	20 %
0.2 ≥ Ø > 0.05	20 g	20 %	72 g	72 %
0.05 ≥ Ø > 0.002	20 g	20 %	5 g	5 %
0.002 ≥ Ø		20 %		3 %

Diamètre [mm]	Cumul Sol 1	Cumul Sol 2
Ø ≤ 2	87 %	100 %
Ø ≤ 0.2	60 %	80 %
Ø ≤ 0.05	40 %	8 %
Ø ≤ 0.002	20 %	3 %

FIG. 2.1 Résultats d'analyse granulométrique

Les courbes granulométriques se répartissent globalement en deux groupes :

- *les courbes polydispersées* (sol 1), témoignant d'une distribution régulière de la taille des particules, correspondent à des sols à granulométrie variée;
- *les courbes monodispersées* (sol 2), témoignant d'une distribution irrégulière de la taille des particules et privilégiant une gamme spécifique de diamètres apparents, correspondent à des sols à granulométrie uniforme.

Copyrighted material

La pente moyenne de la courbe granulométrique permet en outre de caractériser le degré d'uniformité de la taille des éléments minéraux du sol. D'où la définition des deux caractéristiques suivantes :

- *Coefficient d'uniformité* $\mathcal{U}$. Il s'agit du rapport entre deux diamètres apparents, définis de telle sorte que la taille de 60%, et respectivement 10%, des particules soit inférieure. Soit, d_{60} et d_{10} étant les valeurs lues en abcisse pour les points de la courbe granulométrique correspondant à des ordonnées de 60% et 10% :

$$\mathcal{U} = \frac{d_{60}}{d_{10}}$$

Ce coefficient constitue un indice d'uniformité de la courbe granulométrique ou d'irrégularité de la distribution de la taille des particules. L'uniformité d'une courbe est alors généralement déterminée par rapport à la référence suivante :

$\mathcal{U} < 2 \Rightarrow$ la granulométrie est dite *uniforme*,
$\mathcal{U} \geq 2 \Rightarrow$ la granulométrie est dite *variée*.

Il s'agit d'un indice très sélectif. La courbe granulométrique d'un sol uniforme est en effet très pentue entre les ordonnées de 10 et 60%, ce qui est le cas du sol 2 de la figure 2.1.

- *Coefficient de classement* $\mathcal{U}_c$. Il s'agit du rapport entre deux diamètres apparents, définis de telle sorte que la taille de 75%, et respectivement 25%, des particules soit inférieure. Ce coefficient constitue un indice de variation relative de la pente de la courbe.

$$\mathcal{U}_c = \frac{d_{75}}{d_{25}}$$

Ces coefficients permettent notamment de se faire une idée globale des caractéristiques morphologiques de l'espace poral du sol, et ainsi d'apprécier, dans une certaine mesure, le comportement prévisible des phases fluides, liquide en particulier. Il est cependant à noter qu'ils perdent une grande partie de leur signification quand la pente de la courbe est trop variable ou trop faible. Ils ne possèdent donc qu'une valeur indicative.

Différenciation et classification des sols d'après leur texture

Les quelques caractéristiques des courbes granulométriques que nous avons mentionnées ne suffisent pas à fournir une base de comparaison solide entre les divers types de sols. C'est la raison pour laquelle des critères de différenciation plus élaborés ont été définis. Malheureusement, ces critères et le système de classification qui en découle divergent selon les pays et selon le type de préoccupations qui a conduit à leur détermination. Il faut donc être très prudent lorsque l'on compare différentes sources dans la littérature.

D'une manière générale la *différenciation* et la *classification* des sols selon leur texture s'effectue en deux étapes. Dans un premier temps, la gamme granulométrique est subdivisée en intervalles, formant une *échelle texturale*. Par la suite, les trois classes

Copyrighted material



sol argileux	A
argile limoneuse	Al
limon argileux	La
sol limoneux	L
limon sableux	Ls
silt argileux	Ua
silt limoneux	Ul
sol silteux	U
sable limoneux	Sl
sol sableux	S

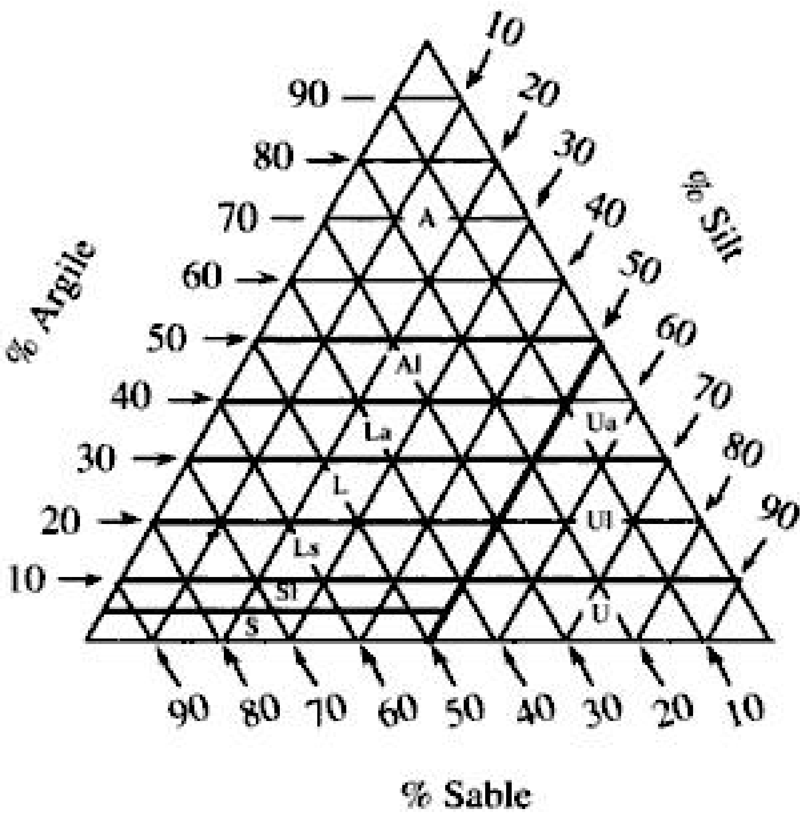


FIG. 2.3 Triangle textural de la Société suisse de pédologie

La détermination des proportions de sable, de silt et d'argile composant la terre fine doit être effectuée avec la meilleure précision possible. C'est la raison pour laquelle on cherchera à réaliser la séparation des particules selon les diamètres apparents qui délimitent ces diverses classes texturales, évitant ainsi les imprécisions résultant de l'interpolation de la courbe granulométrique entre les valeurs mesurées. Lorsque ces proportions ont été déterminées, le positionnement du sol dans le triangle textural fournit la dénomination de la famille à laquelle il appartient. Ainsi nous obtenons pour notre exemple :

	Sable	*Silt*	*Argile*		
Sol 1	43 %	34 %	23 %	⇒	*Sol limoneux (L)*
Sol 2	92 %	5 %	3 %	⇒	*Sol sableux (S)*

Les autres systèmes de classification texturale que l'on peut rencontrer reposent généralement soit directement sur la subdivision de l'ensemble de la gamme granulométrique en trois classes, soit sur une définition et/ou une subdivision différentes de la terre fine. A titre de comparaison, la figure 2.4 présente quelques unes des diverses échelles texturales qui ont cours sous d'autres cieux. Il est important de toujours mentionner le type de classification utilisé, sans quoi des confusions sont possibles. En effet, le sol 1 de notre exemple s'appellera (fig. 2.3 et fig. III.1) :

- *sol limoneux*, selon le système SSP,
- *sable argileux*, selon le système USCS,
- *glaise*, selon le système de Kopecky,
- *terre sablo-argileuse*, selon le système International.

Copyrighted material



Les profils agrologiques ou agro-pédologiques

Les sondages à la *tarière*, instrument qui permet de prélever des carottes de sol, permettent d'apprécier visuellement et tactilement, en un lieu donné, les variations de texture d'un sol en fonction de la profondeur et de distinguer les divers *horizons* ou *couches* dont il est constitué. Leur représentation graphique forme un *profil agrologique* ou *agro-pédologique*.

En effectuant une série de sondages alignés et suffisamment proches les uns des autres (environ 10-50 m selon la topographie) et en prélevant quelques échantillons, destinés à confirmer les évaluations sensitives par analyse granulométrique, il devient possible par interpolation de reconstituer les variations spatiales des divers horizons, renseignements qui s'avèrent particulièrement utiles dans le cadre de la réalisation de divers types d'aménagements.

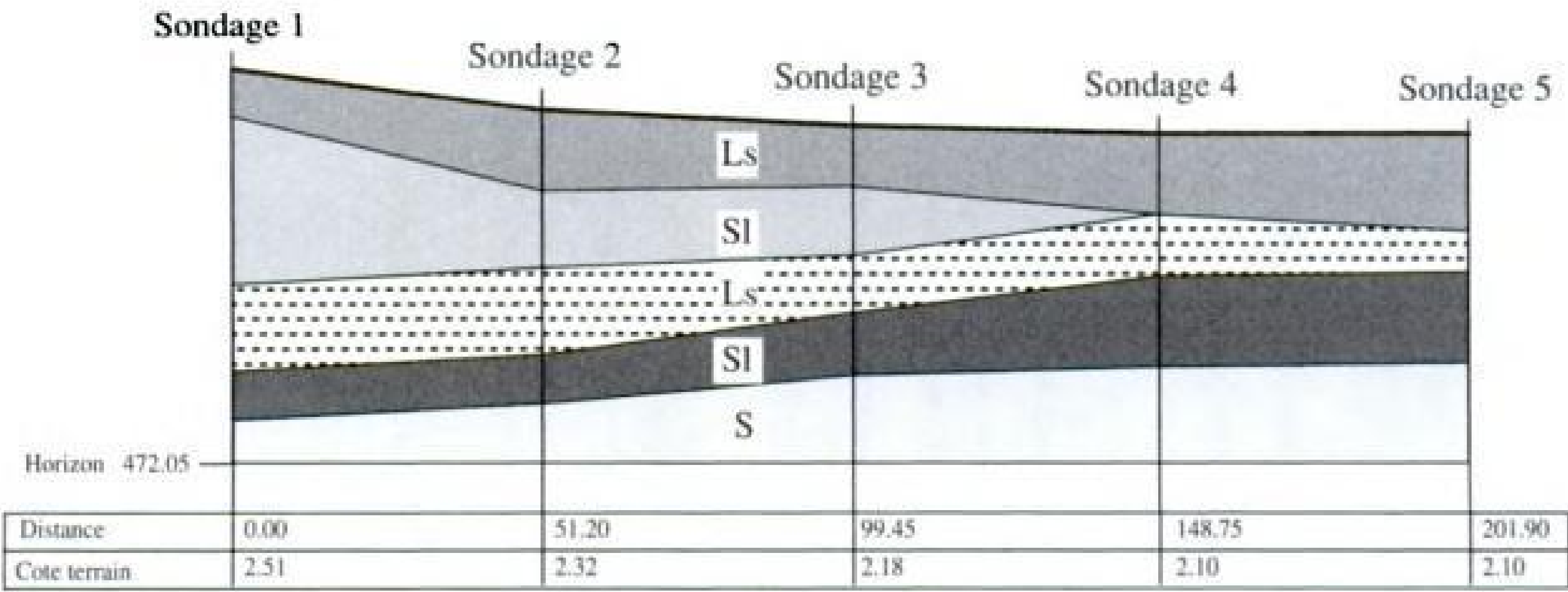


FIG. 2.5 Représentation d'une série de profils agrologiques

Propriétés colloïdales des minéraux argileux

Le comportement physique des sols dépend à bien des égards des particularités de l'organisation de leur phase solide. Or, la distribution granulométrique constitue une première limitation importante dans le champ des modes d'organisation possibles, si bien que la texture du sol conditionne fortement ses propriétés physiques. Par ailleurs, les propriétés spécifiques des éléments granulométriques, et en particulier leurs caractéristiques minéralogiques, jouent un rôle déterminant dans le cadre des processus d'échanges chimiques entre la matrice solide et la phase liquide, dont l'influence sur la nutrition végétale notamment est considérable. Ces caractéristiques se trouvent en outre à l'origine de forces électrostatiques favorisant la formation d'associations de particules minérales en une structure stable. La texture exerce de ce fait également une action indirecte sur les modalités de l'organisation de la phase solide.

La nature minéralogique des éléments constituant la terre fine varie beaucoup d'une classe texturale à l'autre. La fraction argile ($\varnothing < 2\ \mu m$) est surtout constituée de minéraux argileux cristallisés (kaolinite, illite, montmorillonite...), mais comprend également d'autres minéraux cristallisés, tels qu'oxydes et hydroxydes de fer, d'aluminium et de manganèse, carbonates de calcium, de magnésium et de fer, ou divers sulfures et silicates. On y trouve en outre divers composés et gels amorphes. Les éléments texturaux plus

Copyrighted material



phase solide w_{org}, soit le rapport de la masse de la fraction organique M_{org} à la masse totale de la phase solide M_S.

$$w_{org} = \frac{M_{org}}{M_S} \qquad [kg/kg] \equiv \cdot 100\ [\%]$$

Toute la matière organique présente dans un sol ne possède cependant pas les mêmes propriétés, si bien que l'influence de la fraction organique sur les propriétés physiques générales du sol dépend de la répartition des divers types de substances dont elle est constituée, d'où les quelques considérations qualitatives qui suivent.

Types de matières organiques

La matière organique est le fruit de l'activité biologique tant animale que végétale du sol. Elle englobe ainsi toute substance organique, vivante ou morte, fraîche ou décomposée, simple ou complexe, à l'exclusion toutefois des animaux vivants dans le sol et des racines vivantes. Comme les champignons, les bactéries et les microbes ne peuvent être distingués des résidus de plante et d'animaux, ils sont inclus dans la fraction organique du sol, dans laquelle on distingue les trois types de matériaux suivants :

- Les résidus, sécrétions et excrétions de plantes et d'animaux, peu décomposés, forment la *matière organique fraîche* ou *libre*. Son rapport carbone-azote est élevé, de l'ordre de 20 à 30, et elle est susceptible de disparaître relativement rapidement par *minéralisation primaire*.
- L'*humus*, sous-produit amorphe de la minéralisation primaire de la matière organique fraîche, se caractérise par la couleur noire qu'il donne au sol et par un rapport C/N plus faible, de l'ordre de 10. L'humus est relativement stable, dans le sens où sa décomposition par *minéralisation secondaire* s'effectue très lentement, à raison de quelques pour-cents l'an.
- Tous les termes de passage de la matière organique fraîche à l'humus stable, soit les *produits transitoires*. Leur composition est mal définie et leur durée de vie très courte. Il s'agirait essentiellement de molécules organiques dégradables (protéines, sucres, acides, etc.).

La *teneur en matière organique* des sols passe généralement de 10% voire plus pour les horizons superficiels des sols noirs (chernozem) à 0% pour les sols des régions désertiques. Pour la plupart des sols intermédiaires, elle se situe en moyenne entre 1 et 3% dans les horizons superficiels et diminue avec la profondeur. Les sols tourbeux peuvent quant à eux présenter une teneur en matière organique supérieure à 50-60%. Toutefois, seule une faible partie de cette matière organique est constituée d'humus.

Propriétés colloïdales de l'humus

Le résidu de la décomposition de la matière organique fraîche, c'est à dire l'humus, possède, comme les minéraux argileux, des propriétés colloïdales. Cependant, comme il s'agit d'une substance généralement amorphe, l'existence de sites de charges électrostatiques négatives ne provient pas de particularités de la structure cristalline, comme c'est le cas pour les minéraux argileux, mais de la dissociation de groupes carboxyles (–COOH) et phénols (–✲–OH) entrant dans la composition de l'humus. Comme l'apparition de

Copyrighted material







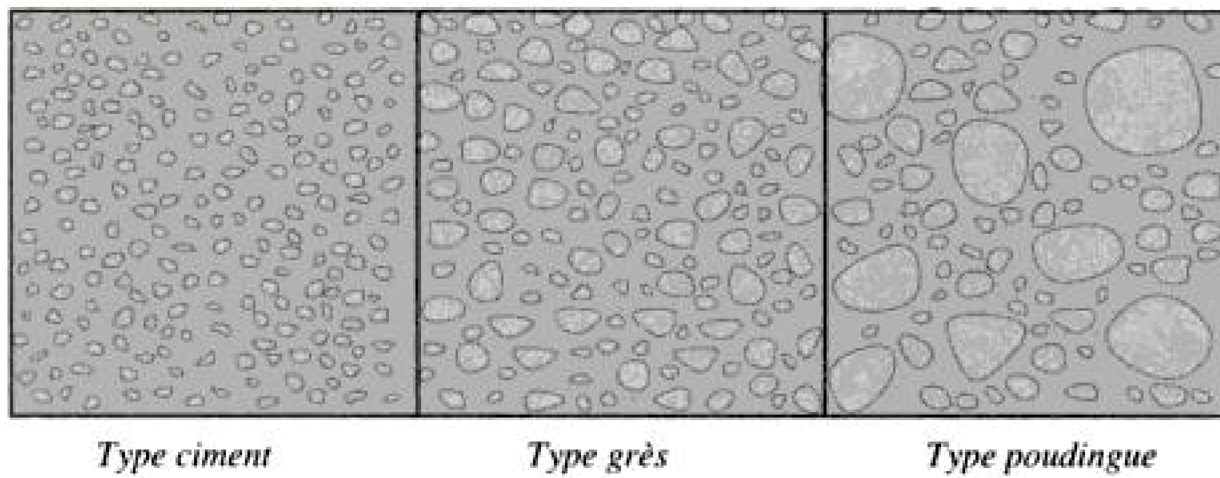


FIG. 2.7 Types de structures continues

Les structures fragmentaires, assurément les plus courantes, sont constituées d'éléments associés par des liens visibles. Elle comprennent un grand nombre de subdivisions qui se regroupent en deux catégories définies par la présence d'aspérités. On distingue ainsi le groupe *anguleux* (types *phylliteux*, *prismatique*, *cubique*, *polyédrique*) et le groupe *arrondi* (types *grenu*, *grumeleux*, *nuciforme*).

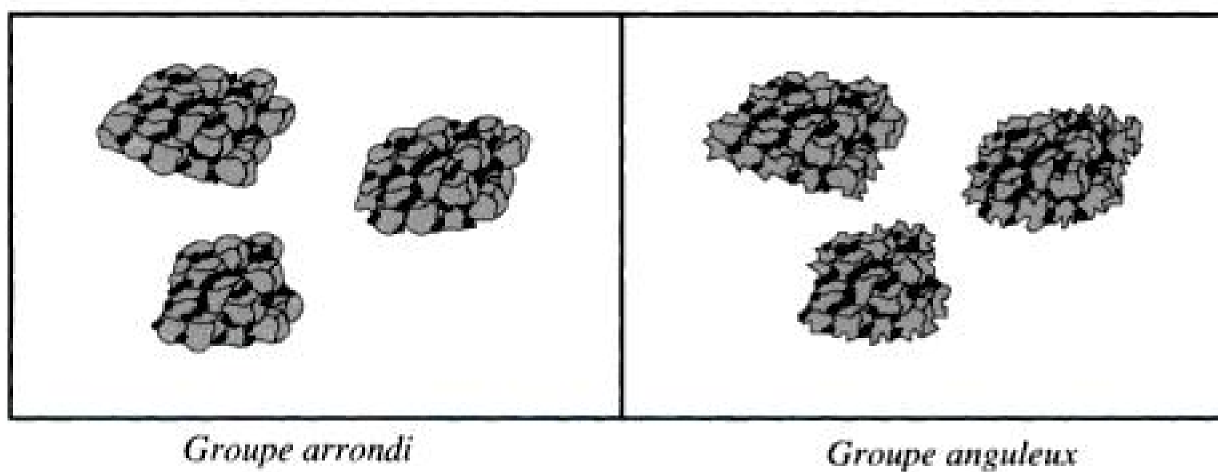


FIG. 2.8 Types de structures fragmentaires

2.3.3 Les espaces lacunaires

Porosimétrie

L'analyse quantitative des *espaces lacunaires* découlant de la structuration du sol repose à nouveau sur des critères de nature géométrique. Les caractéristiques du réseau des vides sont ainsi décrites de manière globale par leur volume total relatif, soit par la ***porosité*** du sol f. Celle-ci est définie par le rapport du volume des vides V_v au volume total apparent du sol V_t :

$$f = \frac{V_v}{V_t} \qquad [m^3/m^3] \equiv \cdot 100 \ [\%]$$

La description du système poral peut cependant être affinée en prenant en considération la distribution de la tailles des pores et micro-conduits divers constituant le réseau d'espaces lacunaires, en une approche analogue à l'analyse granulométrique. Il est ainsi possible d'établir une courbe, dite *porosimétrique*, donnant la proportion volumique du système poral constituée de pores de diamètre apparent inférieur à un diamètre donné.

Copyrighted material

Subdivisions de la porosité

Le système poral, considéré comme un réseau communiquant de pores et de conduits de faibles dimensions, peut être décomposé en plusieurs classes de porosité. C'est la raison pour laquelle on parle parfois de *porosité résiduelle* pour la partie du système poral constituée de pores occlus, dépourvus de communications avec le reste des espaces lacunaires et avec l'extérieur, les pores communiquants formant alors la *porosité effective*.

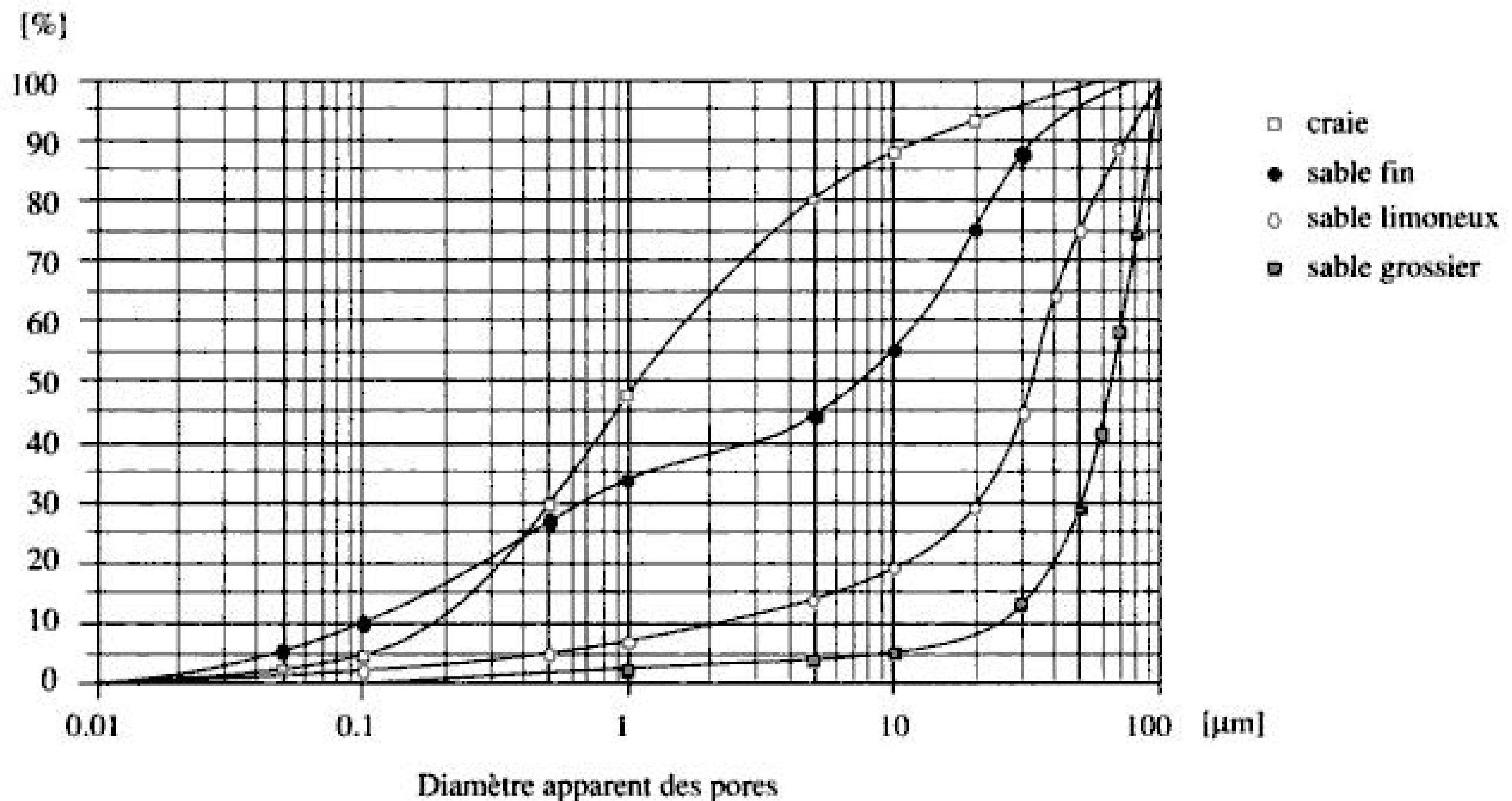


FIG. 2.9 Exemples de courbes porosimétriques

La porosité effective est de plus arbitrairement subdivisée en deux parties, la *macroporosité* ou *porosité efficace*, correspondant à la partie du système poral dans laquelle se déroule l'essentiel des processus de transferts, d'eau et d'air notamment, et la *microporosité* ou *porosité capillaire*, correspondant à la partie du système poral à laquelle les faibles diamètres des orifices confèrent la propriété d'empêcher l'écoulement gravitaire de l'eau (chap. 3). Un diamètre apparent de 30-60 µm est généralement admis comme limite entre microporosité et macroporosité.

Une autre forme de subdivision de la porosité provient de la distinction entre macro- et microstructure. La *porosité texturale* est ainsi définie par le volume relatif des vides intra-agrégats et la *porosité structurale* par celui des vides inter-agrégats.

2.4 CARACTÉRISTIQUES GLOBALES DE LA PHASE SOLIDE

2.4.1 Généralités

Comme on l'a vu, une description quantitative globale du sol repose, en première analyse, sur des grandeurs représentatives, d'une part des spécificités propres des diverses phases dont il est constitué, et d'autre part de leur distribution relative dans le sol. Ces

Copyrighted material

grandeurs sont définies respectivement comme leurs caractéristiques intrinsèques et relatives.

Dans le cas de la phase solide, elles résument respectivement les particularités de sa composition et de son organisation en un seul paramètre quantitatif. Ainsi, lorsque la phase solide est supposée inerte et indéformable, ses caractéristiques intrinsèques et relatives sont des constantes et représentent dès lors, au même titre que la texture ou la structure, des critères de différenciation des sols.

2.4.2 Caractéristiques intrinsèques

Les spécificités de la phase solide d'un sol découlent de sa composition chimique ou minéralogique et s'expriment par sa ***masse volumique réelle***, soit par la masse de ses constituants solides M_S rapportée à leur volume V_S (§ 1.2.2) :

$$\rho_S = \frac{M_S}{V_S} \qquad [kg/m^3]$$

La masse volumique réelle d'un sol, est déterminée par la nature de ses composants solides, et en particulier par leurs masses volumiques respectives. La masse volumique des éléments constituants la fraction minérale varie selon le type de minéraux présents. Celle des minéraux argileux varie entre 2000 et 2650 kg/m^3 alors que celle des minéraux primaires, constituant les fractions silt et sable, est de l'ordre de 2500 - 2600 kg/m^3 pour le quartz ou le feldspath, mais peut atteindre 4900 - 5300 kg/m^3 pour les minéraux contenant des éléments métalliques. La fraction organique possède quant à elle une masse volumique plus faible et relativement constante, de l'ordre de 1300 - 1400 kg/m^3 (fibres végétales). Les valeurs moyennes de la masse volumique réelle des sols sont ainsi généralement comprises entre les valeurs suivantes :

- *sols minéraux :* $2600 \leq \rho_S \leq 2700$ [kg/m^3]
- *sols organiques :* $1400 \leq \rho_S \leq 2000$ [kg/m^3]

La masse volumique réelle d'un sol diminue globalement avec l'augmentation de la teneur en matière organique. Les sols organiques englobent généralement tous les sols présentant une teneur en matière organique supérieure à 30%, mais les valeurs les plus faibles de masse volumique réelle ne sont atteintes que pour des sols à nette dominance organique, tels que les tourbes ($w_{org} \geq 60\%$).

2.4.3 Caractéristiques relatives

Le volume relatif occupé par les constituants solides du sol découle de son mode d'organisation et peut de ce fait être exprimé de deux façons, selon qu'il soit considéré du point de vue de l'assemblage des éléments solides ou du point de vue des espaces lacunaires qui en résultent. La première approche définit ainsi la teneur volumique en éléments solides du sol, soit le rapport du volume solide au volume total apparent :

$$\theta_{els} = \frac{V_S}{V_t} \qquad [m^3/m^3] \equiv \cdot 100\ [\%]$$

Copyrighted material

Dans le même esprit il est également possible de caractériser les volumes relatifs occupés par les fractions minérales et organiques du sol par les teneurs volumiques correspondantes :

$$\theta_{min} = \frac{V_{min}}{V_t} \qquad \text{et} \qquad \theta_{org} = \frac{V_{org}}{V_t}$$

avec :

$$\theta_{els} = \theta_{min} + \theta_{org}$$

Contrairement à θ_{org}, la teneur en matière organique w_{org} définie au paragraphe 2.2.3 est une teneur pondérale. Des teneurs pondérales en éléments solides et en minéraux pourraient également être définies, mais elles ne présentent aucun intérêt. L'utilisation de cette notion dans le cadre de l'analyse du taux de matière organique découle simplement du fait qu'il est plus facile de mesurer une masse qu'un volume.

C'est pour une raison analogue que la teneur volumique en éléments solides définie ci-dessus n'est pour ainsi dire jamais utilisée pour décrire l'importance relative de la phase solide dans le sol. On lui préfère en effet la notion plus globale de ***masse volumique apparente sèche***, qui intègre également les caractéristiques intrinsèques de la phase solide (car $M_s = V_s \rho_s$). Cette grandeur, définie par le rapport de la masse des éléments solides au volume total apparent du sol, constitue ainsi un critère plus global de différenciation des sols :

$$\rho_{as} = \frac{M_s}{V_t} \qquad [\mathrm{kg/m^3}]$$

avec la relation :

$$\theta_{els} = \frac{\rho_{as}}{\rho_s}$$

La masse volumique apparente sèche d'un sol est ainsi inférieure à sa masse volumique réelle, puisque la masse solide est rapportée ici au volume total apparent et non plus seulement au volume solide. Son ordre de grandeur pour divers types de sols est le suivant :

- *sols sableux :* $1400 \leq \rho_{as} \leq 1700$ [kg/m^3]
- *sols argileux :* $1000 \leq \rho_{as} \leq 1500$ [kg/m^3]
- *sols tourbeux :* $300 \leq \rho_{as} \leq 1000$ [kg/m^3]

L'organisation de la phase solide du sol peut être caractérisée indirectement par la structure des espaces lacunaires qu'elle engendre. La *porosité*, définie par le rapport du volume des vides au volume total apparent, constitue de ce fait également une caractéristique relative de la phase solide, selon la relation suivante :

$$f = 1 - \theta_{els} = 1 - \frac{\rho_{as}}{\rho_s}$$

Copyrighted material

Dans les sols les plus courants, la porosité varie entre 30 et 60%, alors que les tourbes peuvent présenter une porosité de près de 90%. Le volume relatif des espaces lacunaires peut encore être exprimé par l'*indice des vides e*, notion souvent utilisée en géotechnique mais rarement en agronomie :

$$e = \frac{V_v}{V_s} \qquad [m^3/m^3]$$

L'indice des vides est généralement compris entre 0.3 et 2.0. Les relations entre indice des vides et porosité sont les suivantes :

$$e = \frac{V_v}{V_s} = \frac{V_v}{V_t - V_v} = \frac{V_t\ f}{V_t\ (1-f)} = \frac{f}{1-f}$$

et

$$f = \frac{V_v}{V_t} = \frac{V_v}{V_s + V_v} = \frac{V_s\ e}{V_s\ (e+1)} = \frac{e}{e+1}$$

Finalement, certains auteurs recourent parfois à la masse totale (humide) pour définir une masse volumique apparente humide :

$$\rho_{at} = \frac{M_t}{V_t} \qquad [kg/m^3]$$

Cette valeur n'est toutefois pratiquement pas utilisée car elle varie en fonction de l'humidité du sol et ne permet pas de caractériser ce dernier ni d'être comparée à celles d'autres sols d'humidités différentes.

Copyrighted material





Structure moléculaire

Une molécule d'eau est constituée d'un atome d'oxygène et de deux atomes d'hydrogène (H_2O). Chacune de ces espèces atomiques possède trois *isotopes* (mêmes propriétés, mais poids moléculaire différent), respectivement ^{16}O, ^{17}O, ^{18}O et ^{1}H, ^{2}H, ^{3}H. Toutefois, les deux derniers de chaque série, dont le noyau possède un ou deux neutrons supplémentaires, sont rarissimes à l'état naturel (c'est la raison pour laquelle les isotopes de l'eau – deutérium, tritium – sont parfois utilisés comme traceurs en hydrologie).

L'isotope ^{1}H est formé d'un proton, chargé positivement, autour duquel gravite un électron, chargé négativement. L'isotope ^{16}O est constitué d'un noyau formé de 8 protons et 8 neutrons, autour duquel gravitent 8 électrons, dont 6 se trouvent sur la couche électronique externe.

La répartition orbitale des électrons de ces atomes (fig. 3.1) montre qu'il manque un électron sur la couche externe de l'atome d'hydrogène (niveau s) et deux sur la couche externe de l'atome d'oxygène (niveau p). Il en résulte qu'un atome d'oxygène peut se combiner avec deux atomes d'hydrogène pour former une molécule à électrons partagés.

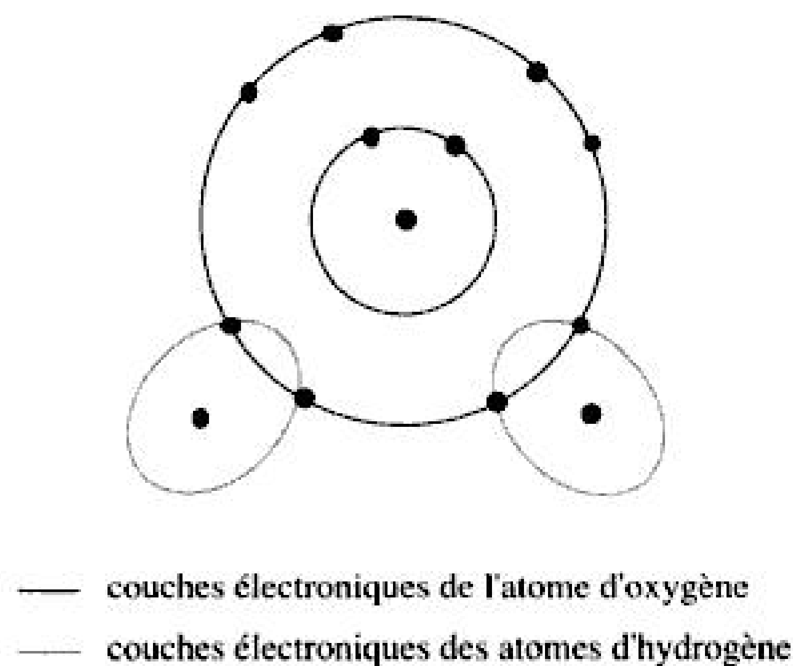


FIG. 3.1 Disposition orbitale des électrons de la molécule d'eau

C'est la disposition des trois atomes constitutifs de la molécule d'eau qui lui confère ses propriétés particulières. En effet, ceux-ci ne sont pas disposés linéairement, mais forment un angle de 104,5 degrés (en raison de la disposition tétraédrique des quatre positions possibles de l'orbitale hybride sp^3). Le diamètre de l'ensemble étant d'environ 0,3 nm ($3 \cdot 10^{-10}$ m), un centimètre cube d'eau peut contenir quelques $3{,}4 \cdot 10^{22}$ molécules.

Cette configuration entraîne une *asymétrie* électrique de la molécule. En effet, le seul électron de l'atome d'hydrogène a tendance à être attiré par le noyau de l'atome d'oxygène, dont la charge électrique est huit fois supérieure à celle du noyau de l'atome d'hydrogène. Ce phénomène engendre une *polarisation* de la molécule par l'apparition de charges électriques locales σ, positives sur le bord extérieur des atomes d'hydrogène et négative sur le bord extérieur de l'atome d'oxygène. Ainsi, bien que sa charge nette soit nulle, la molécule d'eau constitue un *dipôle* électrique.

Copyrighted material

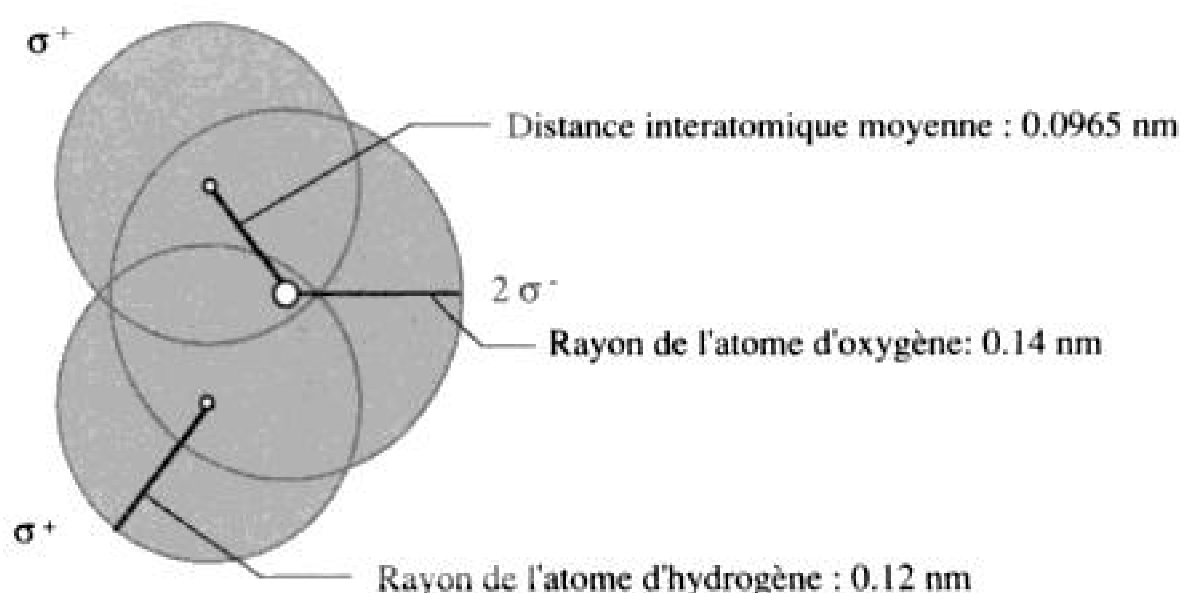


FIG. 3.2 Polarisation de la molécule d'eau

Cette particularité, qui explique notamment certaines des propriétés de l'eau telles que ses facultés de solvant, sa capacité d'adsorption et sa capacité d'hydratation des ions, engendre en outre, lorsque plusieurs molécules sont en présence, une forte attraction intermoléculaire. Celle-ci s'exerce entre les ions H d'une molécule et l'ion O de la molécule voisine, formant un lien secondaire dénommé *pont* ou *liaison hydrogène*. Bien que ces liens ne soient pas aussi puissants que ceux qui lient les atomes d'une molécule entre eux, l'eau peut être considérée comme un polymère de molécules H_2O à liaisons hydrogène.

D'autres substances possèdent également un caractère dipolaire et la faculté de créer des liaisons hydrogène; la spécificité de l'eau tient à la facilité avec laquelle ses molécules forment des agrégats à trois dimensions.

Les phases de l'eau

Selon l'intensité de la formation de liaisons hydrogène, qui dépend de l'agitation moléculaire, c'est-à-dire des conditions de pression et de température, l'eau peut se présenter à l'état gazeux, liquide ou solide. La *phase gazeuse* (vapeur) se caractérise par une quasi absence de liaisons hydrogène, dont découle une grande indépendance des molécules, qui sont alors des monomères $(H_2O)_1$. A l'autre extrême, la *phase solide* représente le stade ultime de polymérisation. Selon les conditions de température et de pression prévalant lors de la formation de la glace, les molécules d'eau s'organisent en l'une des neuf structures cristallines possibles, la plus complète étant de nature tétraédrique, chaque molécule étant liée à quatre voisines par autant de liaisons hydrogène. La transition vers la *phase liquide*, lors de la fonte de la glace, se traduit par une désagrégation partielle de cette structure, qui permet à d'autres molécules de pénétrer les espaces intermoléculaires. En conséquence, à même température, la phase liquide présente une densité moléculaire supérieure à celle de la phase solide. C'est la raison pour laquelle, en période de gel, un lac se couvre d'une frange plus ou moins épaisse de glace et ne gèle pas complètement.

Dans la phase liquide, les liaisons hydrogène forment également un vaste réseau tridimensionnel, qui possède toutefois une nature plus flexible et transitoire. Bien qu'il

Copyrighted material

soit, à l'heure actuelle, impossible de donner une description précise de la structure moléculaire de la phase liquide qui rende compte de toutes ses propriétés, il semble approprié de considérer que les molécules d'eau s'y associent et dissocient constamment et de manière aléatoire, formant des microcristaux dont la durée de vie est très brève (de 10^{-10} à 10^{-11} s), si bien qu'à l'échelle macroscopique l'eau se comporte comme un liquide homogène. La taille de ces microcristaux diminue avec l'augmentation de la température : à 20°C, il s'agit de polymères qui comptent en moyenne une quarantaine de molécules.

Changement de phase

La transition d'une phase à une autre implique que des liaisons hydrogène soient formées ou rompues. L'énergie ou quantité de chaleur absorbée, respectivement produite (à pression constante), par ce phénomène est désignée par le terme de ***chaleur latente*** (tab. 3.3).

Ainsi, par exemple, au point d'ébullition (100°C à pression atmosphérique) l'eau passe de la phase liquide à la phase gazeuse, absorbant une énergie de $2{,}26 \cdot 10^6$ J/kg. Cet apport de chaleur détruit la structure intermoléculaire et permet la séparation des molécules. Ce changement de phase peut également se produire à une température inférieure, l'énergie absorbée étant alors plus importante. La chaleur latente de vaporisation de l'eau croît en effet avec la diminution de température selon la relation suivante, où T est la température exprimée en degré Celsius :

$$\lambda_V = 2499 - 2{,}386 \; T \qquad [\text{J/g}]$$

Outre la *chaleur latente de vaporisation* λ_V, on parle également de *chaleur latente de fusion* λ_f, lors de la transition de la phase solide à la phase liquide, et de *chaleur latente de sublimation* λ_S, lors de la transition de la phase solide à la phase gazeuse (fig. 3.4). La chaleur latente de sublimation étant égale à la somme des chaleurs latentes de fusion et de vaporisation. La fusion, la vaporisation et la sublimation sont des réactions *endothermiques* (consommatrices de chaleur), alors que la *liquéfaction* (gaz → liquide) et la *solidification* (liquide → solide) sont des réactions *exothermiques* (productrices de chaleur). L'énergie produite dans ces deux derniers cas correspond aux chaleurs latentes de vaporisation et de fusion respectivement.

TABLEAU 3.3 Chaleur latente de vaporisation de l'eau en fonction de la température

T (°C)	λ_v [J/g]
-10	2522.9
-5	2510.9
0	2499.0
5	2487.1
10	2475.1
20	2451.3
30	2427.4
40	2403.6
50	2379.7

Copyrighted material





augmente. Dans la gamme des températures usuelles, ces variations sont toutefois suffisamment faibles pour pouvoir être négligées.

TABLEAU 3.5 Variations de la masse volumique de quelques liquides avec la température

Température [°C]	Eau [kg/m³]	Mercure [kg/m³]	Ethyl-alcool [kg/m³]
-20	993.550	-	-
-10	998.120	13620.2	-
-5	999.259	13607.8	-
0	999.843	13595.5	806.25
5	999.967	13583.2	802.07
10	999.703	13570.8	797.88
20	998.207	13546.2	789.45
30	995.650	13521.7	780.97
40	992.219	13497.3	-
50	988.039	13472.9	-
100	958.367	13352.2	-
150	916.832	13233.0	-

Le ***coefficient de compressibilité volumique*** d'un corps est défini par sa déformation relative (variation relative de volume ou de masse volumique), rapportée à l'accroissement de pression, soit avec l'indice w pour désigner la phase liquide :

$$\kappa_w = -\frac{1}{V_w}\frac{dV_w}{dp_w} \quad \text{ou} \quad \kappa_w = \frac{1}{\rho_w}\frac{d\rho_w}{dp_w} \qquad [\mathrm{Pa}^{-1}]$$

Cette grandeur est l'inverse du *module de compressibilité volumique*. Les valeurs présentées dans le tableau 3.6 indiquent que le coefficient de compressibilité de l'eau reste très faible dans les conditions ordinaires, si bien que l'eau est généralement considérée comme *incompressible* en physique du sol. Toutefois il peut arriver, notamment dans le cas de nappes captives, que l'eau soit soumise à de très fortes pressions, sa compressibilité ne pouvant alors plus être négligée.

TABLEAU 3.6 Compressibilité isotherme de quelques fluides

Température [°C]	Eau [Pa^{-1}]	Mercure [Pa^{-1}]	Ethyl-alcool [Pa^{-1}]
0	$5.04 \cdot 10^{-10}$	$0.40 \cdot 10^{-10}$	$9.87 \cdot 10^{-10}$
10	$4.78 \cdot 10^{-10}$	-	$10.30 \cdot 10^{-10}$
20	$4.58 \cdot 10^{-10}$	$0.40 \cdot 10^{-10}$	$10.98 \cdot 10^{-10}$
30	$4.46 \cdot 10^{-10}$	-	$11.80 \cdot 10^{-10}$
40	$4.41 \cdot 10^{-10}$	$0.41 \cdot 10^{-10}$	$12.61 \cdot 10^{-10}$

Copyrighted material

Pression de vapeur

Il s'agit d'une propriété qui caractérise l'état *énergétique* de l'eau. Dans la phase liquide, les molécules sont constamment en mouvement et leur vitesse dépend de leur énergie thermique (agitation moléculaire). Les collisions entre molécules sont fréquentes et il arrive, à cette occasion, que l'une ou l'autre puisse capter suffisamment d'énergie pour quitter la phase liquide et passer, à l'état gazeux, dans l'atmosphère. Au cours de ce phénomène (fig. 3.7), l'énergie *cinétique* de la molécule est absorbée en annihilant l'énergie *potentielle* des liaisons intermoléculaires (liaisons hydrogène). Dans le même temps, le phénomène inverse se produit, des molécules de la phase gazeuse heurtant la surface du liquide et étant absorbées par ce dernier.

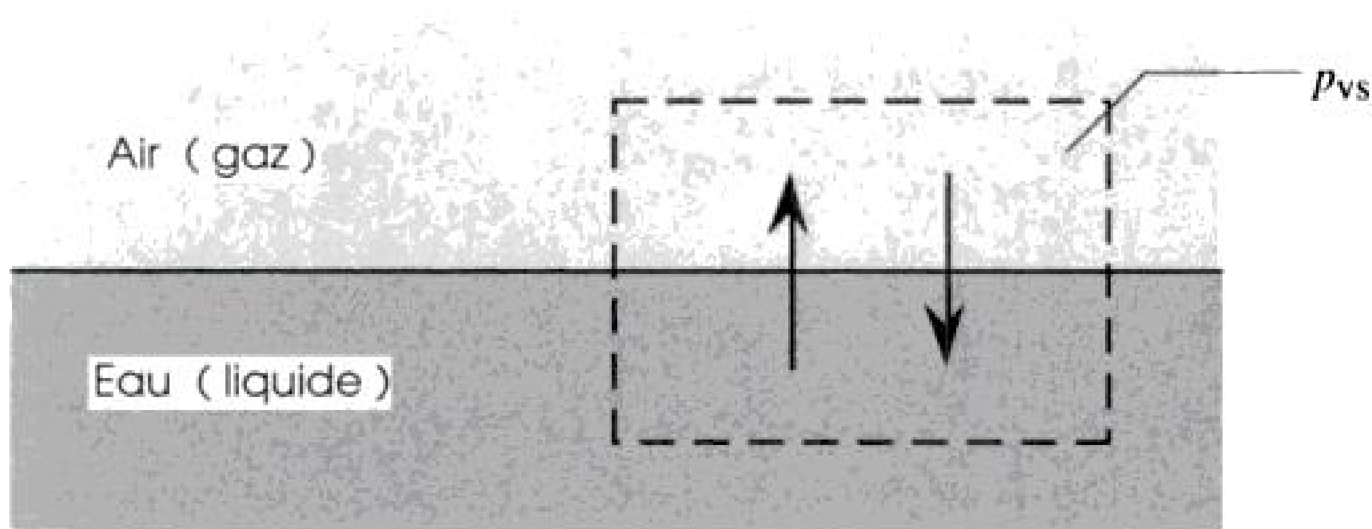


FIG. 3.7 Changements de phases à l'interface liquide-gaz

Si la concentration de vapeur dans l'air est initialement faible, le phénomène de transition de la phase liquide à la phase gazeuse est plus intense que l'inverse. La concentration de vapeur augmente alors, de sorte que les deux phénomènes tendent à s'équilibrer. Lorsque cet équilibre est atteint, l'air est *saturé* de vapeur d'eau. La pression de vapeur d'une eau pure à pression atmosphérique est alors dite *pression de vapeur saturante* p_{VS}, et est égale à la pression partielle de vapeur dans l'air.

La valeur de la pression de vapeur saturante de l'eau dépend notamment de sa pression, de sa nature chimique, et de la pression atmosphérique. En outre, elle augmente avec la température, car l'énergie cinétique des molécules de la phase liquide s'accroît alors également, de même que le taux de vaporisation. Une plus grande concentration de molécules d'eau dans l'air est dès lors nécessaire pour que le taux de liquéfaction rejoigne celui de vaporisation. Si la température augmente suffisamment, le *point d'ébullition* est atteint, la pression de vapeur devenant égale à la pression atmosphérique.

La teneur en eau de l'air peut s'exprimer en termes d'***humidité relative*** *Hr*, soit, à une température donnée, par le rapport des pressions de vapeur *existante* p_V et *saturante* p_{VS} :

$$Hr = \frac{p_V}{p_{VS}} \qquad [\text{Pa/Pa}] \equiv \cdot 100 \ [\%]$$

La *demande évaporative* de l'air peut ainsi être déterminée par une mesure de sa température et de son humidité relative. Cette notion peut être décrite par le *déficit de pression de vapeur*, soit la différence entre pressions de vapeur saturante et existante. Finalement,

Copyrighted material

le *point de rosée* correspond à la température à laquelle la pression de vapeur existante devient saturante, provoquant la condensation de la vapeur d'eau.

TABLEAU 3.8 Pression de vapeur saturante et son taux de variation en fonction de la température, masses volumiques de l'air saturé et sec

T [°C]	p_{vs} [kPa]	$\partial p_{vs}/\partial T$ [kPa/°C]	ρ_a *(sat.)* [kg/m³]	ρ_a *(sec)* [kg/m³]
-5	0.421	0.032	1.314	1.317
0	0.611	0.045	1.289	1.293
5	0.872	0.061	1.265	1.270
10	1.227	0.083	1.240	1.247
15	1.704	0.110	1.217	1.226
20	2.337	0.145	1.194	1.205
25	3.167	0.189	1.169	1.185
30	4.243	0.244	1.145	1.165
35	5.624	0.312	1.121	1.146
40	7.378	0.394	1.096	1.128
45	9.586	0.494	1.068	1.110

Tension superficielle

Il s'agit d'un phénomène qui se manifeste à la surface de séparation de deux fluides, notamment à l'interface liquide-gaz. Une molécule liquide au repos est soumise aux forces *cohésives* que les molécules voisines exercent sur elle, forces dont l'intensité varie selon l'agitation moléculaire. Toutefois, lorsqu'une molécule d'eau se trouve plongée dans la phase liquide, ces forces, étant *symétriques*, s'équilibrent.

Par contre, une molécule d'eau qui se trouve à la surface libre de la phase liquide n'est plus soumise à des forces symétriques, puisqu'elle n'est plus entourée symétriquement par d'autres molécules de même nature. Dans ce dernier cas, les forces d'attraction exercées par les particules de la phase gazeuse, moins dense, sur les molécules d'eau de la phase liquide sont plus faibles que celles qui lient ces dernières entre elles. Ce déséquilibre des forces engendre une attraction des molécules de surface vers l'intérieur du liquide qui se manifeste par une tendance à la *contraction* de la surface.

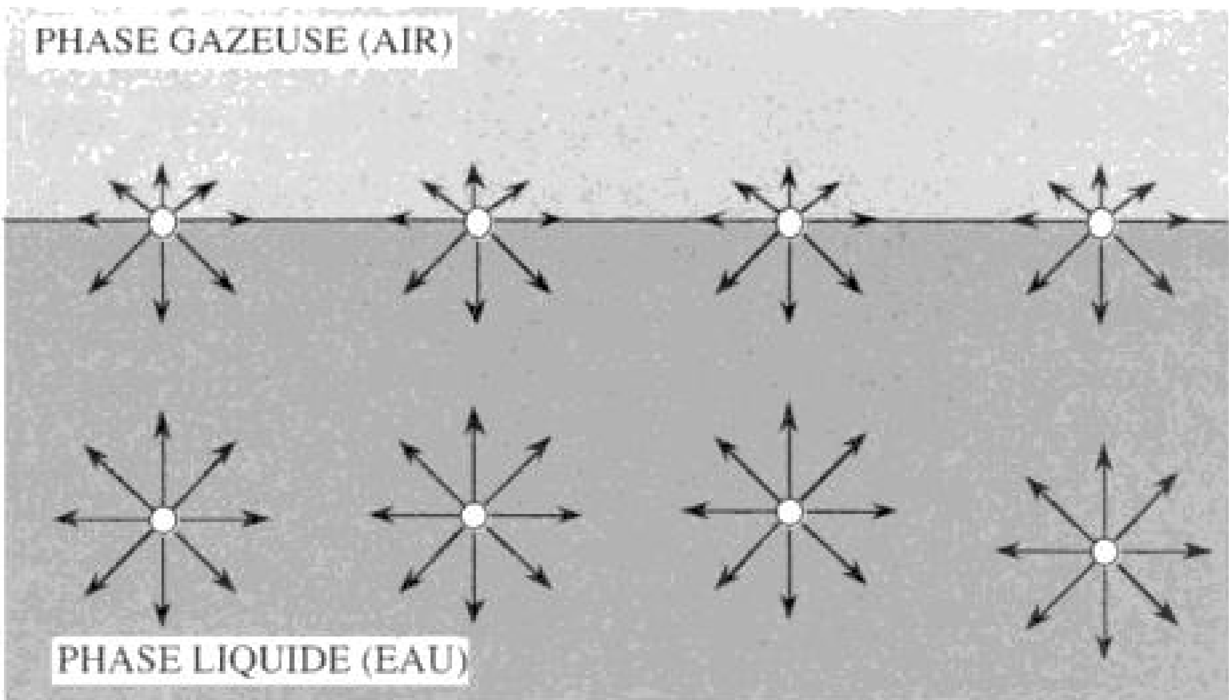


FIG. 3.9 Distribution des forces auxquelles est soumise une molécule d'eau, dans l'eau et à l'interface eau - air

Copyrighted material











Adsorption

L'adsorption est un phénomène interfacial résultant des diverses forces d'attraction et de répulsion survenant entre molécules et ions de phases différentes à leur surface de contact. En raison du jeu de ces forces, la surface de contact, qui est en réalité à l'échelle microscopique une *zone de transition* ou *couche limite*, peut présenter une densité de matière différente de celle prévalant dans les phases elles-mêmes.

Selon les phases en présence, il existe divers types d'adsorption : de gaz sur des solides ou des surfaces liquides, et de liquide sur des solides. L'***adsorption*** est un phénomène de *fixation* sur une surface et ne doit pas être confondu avec l'*absorption*, phénomène certes analogue mais impliquant une *pénétration* au travers de la surface. Comme il est parfois difficile de faire cette distinction, certains auteurs préfèrent recourir au terme plus général de *sorption*.

L'adsorption de l'eau sur des solides met en jeu des forces de nature *électrostatique*. Le caractère *dipolaire* des molécules d'eau joue de ce fait un rôle important dans leur fixation, localisée sur les zones électriquement chargées du solide (§ 2.2.2). Il se forme à la surface de ces particules une zone où les molécules d'eau et les ions libres sont très fortement liés par des forces dites d'adsorption. Il faut en effet des pressions supérieures à 10^{10} Pa pour rendre disponible l'eau des couches adsorbées.

Selon certains auteurs, les molécules d'eau adsorbées à la surface d'un solide sont disposées selon une structure relativement précise et rigide, dans des positions et avec des orientations résultant de la disposition des charges sur le solide. Elles forment alors une couche quasi cristalline, d'une épaisseur pouvant aller jusqu'à 1-2 nm, dont les propriétés physiques, notamment la viscosité, diffèrent de celles d'une eau normale à même température. Toutefois, d'autres auteurs doutent que l'épaisseur de cette structure excède les deux ou trois premières couches moléculaires.

Facultés de solvant

C'est encore la nature dipolaire de ses molécules qui confère à l'eau ses grandes facultés de solvant. L'eau est en effet un bien meilleur solvant que la plupart des liquides courants et c'est à juste titre qu'elle est appelée le solvant universel. Toutes les substances chimiques ont une *solubilité* finie dans l'eau, qu'il s'agisse d'un composé tel que l'éthanol, que l'on peut mélanger à l'eau en toutes proportions ou de substances dites insolubles, dont les solutions saturées peuvent contenir moins d'une molécule par litre.

Ainsi, de nombreux sels cristallins et autres composés ioniques, insolubles dans des liquides non-polaires tels que le chloroforme ou le benzène, se dissolvent dans l'eau. La structure cristalline de ces sels, tel que par exemple le chlorure de sodium (NaCl), repose sur la très forte attraction de deux ions de charges différentes. Leur dissolution requiert par conséquent une énergie importante. L'attraction électrostatique engendrée par la polarité des molécules d'eau exerce une force sur les ions Na^+ et Cl^- qui excède leur tendance à se grouper. Les molécules de sel sont ainsi solubilisées et forment des ions hydratés stables. Dans le cas du sodium Na^+, la réaction d'*hydratation* s'écrit :



$$Na^+ + (n+4)\,H_2O \Rightarrow Na\,(H_2O)_4\,(H_2O)_n^+$$

Copyrighted material

Outre l'hydratation, la solubilisation peut également se faire, dans le cas des métaux, par le truchement de l'*hydrolyse*, une réaction qui voit l'ion métallique déplacer l'un des protons H^+ de l'eau pour former une substance de base, c'est-à-dire un hydroxide.

La solubilisation des ions est encore favorisée par la tendance que manifestent les solvants à s'opposer à l'attraction électrostatique entre ions de charge opposée. Cette tendance se manifeste par la présence de la *permittivité relative* ε_r du solvant au dénominateur de l'expression de la force d'attraction F entre deux ions de charge Q_1 et Q_2, séparés d'une distance d :

$$F = \frac{Q_1 Q_2}{\varepsilon_r d}$$

Les valeurs indicatives figurant dans le tableau 3.17 montrent que la force attractive entre les ions Na^+ et Cl^- dans l'eau est environ trois fois plus élevée que dans l'acétone ou l'éthanol et environ quarante fois plus élevée que dans le benzène ou l'hexane. Dans l'eau, l'hydratation des ions et la dissolution de la structure cristalline des sels est ainsi grandement facilitée.

TABLEAU 3.17 Permittivité relative ε_r de quelques liquides

	20 °C	25 °C
Hexane	1.89	-
Benzène	2.28	2.27
Acetone	21.4	20.7
Ethanol	24.3	-
Methanol	33.62	32.63
Eau	80.37	78.54

Viscosité

Lors de l'écoulement d'un fluide, la distribution des vitesses n'est pas uniforme. Il en résulte un effort de *cisaillement* entre lames d'eau adjacentes. La force requise pour permettre à deux lames d'eau de glisser l'une sur l'autre est proportionnelle à la différence de leurs vitesses respectives *dv*. Le coefficient par lequel s'exprime cette proportionnalité est la *viscosité*. Elle caractérise la résistance du fluide au cisaillement et peut être considérée comme une *friction interne*.

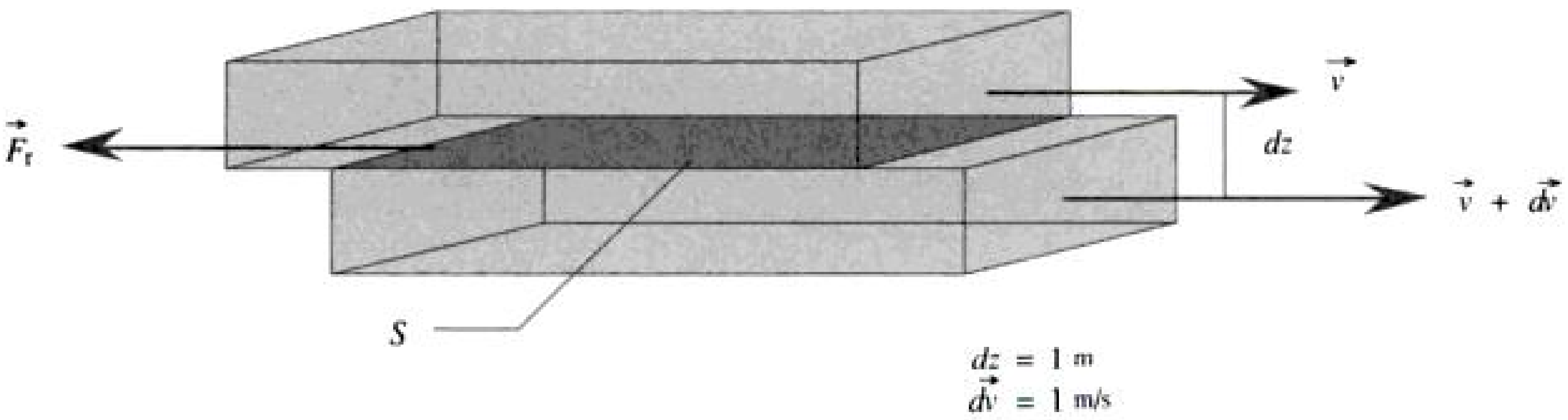


FIG. 3.18 Frottement entre deux couches de fluide adjacentes

Copyrighted material

L'effort de cisaillement peut s'écrire de la manière suivante :

$$\tau = \frac{F_r}{S} = \eta \frac{dv}{dz} \qquad [Pa]$$

La contrainte tangentielle τ est exprimée par la force de frottement F_r par unité de surface de contact S. Cette force est proportionnelle au gradient transversal de vitesse. La ***viscosité dynamique*** η, qui s'exprime en Ns/m^2 (Pa·s) dans le système international, est ainsi définie comme la contrainte tangentielle qu'il faut appliquer pour maintenir un gradient de vitesse de 1 m/s par m, perpendiculairement au plan de glissement.

TABLEAU 3.19 Viscosité dynamique de quelques fluides en fonction de la température

Température [°C]	Eau $\cdot 10^{-3}$ [Pa·s]	Mercure $\cdot 10^{-3}$ [Pa·s]	Ethyl-alcool $\cdot 10^{-3}$ [Pa·s]	Air (sec) $\cdot 10^{-3}$ [Pa·s]	Huile d'olive $\cdot 10^{-3}$ [Pa·s]
0	1.787	1.685	1.773	0.01708	-
10	1.307	1.615	1.466	0.01769	138.0
20	1.002	1.554	1.200	0.01818	84.0
30	0.798	1.499	1.003	0.01862	-
40	0.653	1.450	0.834	0.01904	36.3
50	0.547	1.407	0.702	-	-

Si l'on souhaite comparer le degré de viscosité de divers fluides, il faut s'affranchir de l'influence qu'exerce la gravité, au travers de la masse volumique des fluides, sur l'intensité du cisaillement. La ***viscosité cinématique*** η_k d'un fluide est de ce fait définie comme le rapport de sa viscosité dynamique à sa masse volumique :

$$\eta_k = \frac{\eta}{\rho} \qquad [m^2/s]$$

Les valeurs figurant dans les tableaux 3.19 et 3.20 montrent que dans la gamme des températures usuelles, les viscosités dynamiques de l'eau, du mercure et de l'alcool éthylique sont voisines. Elles sont supérieures à celle de l'air sec et inférieures à celle de l'huile d'olive, dans une proportion de 50 à 100 fois dans les deux cas. La viscosité cinématique de l'eau, proche de celle de l'alcool éthylique, est par contre inférieure à celle de l'air et supérieure à celle du mercure, ce en raison des différences de masse volumique de ces substances. Par ailleurs, les viscosités dynamique et cinématique de l'eau diminuent avec une augmentation de température, alors que celles de l'air s'accroissent. Ces variations de viscosité d'origine thermique sont cependant plus prononcées dans le cas de l'eau puisque sa viscosité dynamique, notamment, chute d'environ 20 % lorsque la température augmente de 10°C. Comme un fluide s'écoule d'autant plus facilement que sa viscosité dynamique est faible, cette grandeur représente l'inverse de la *fluidité*.

Copyrighted material



















description repose dès lors sur une quantification de l'état énergétique de la phase liquide en un point du sol et à un instant donnés.

L'état énergétique d'un système thermodynamique quelconque est caractérisé par son *énergie interne totale* U_{tot}, soit la somme de son *énergie interne* U, mise en jeu à l'échelle atomique (énergie d'agitation thermique et d'interaction), de son *énergie potentielle de position* et de son *énergie cinétique de déplacement* :

$$U_{tot} = U + Mgz + M\frac{v^2}{2}$$

Dans le cas où la *vitesse de déplacement* est suffisamment faible pour que le terme cinétique puisse être négligé, l'énergie utilisable pour effectuer le travail de transition peut provenir soit d'une variation de l'*énergie potentielle de position* du système, par le travail des forces de pesanteur lors d'un déplacement ou *transfert*, soit d'une variation de son *énergie interne* lors d'une *transformation*.

La variation d'énergie interne d'un système thermodynamique ouvert peut provenir d'un transfert d'énergie-travail, d'un transfert d'énergie-chaleur ou d'un transfert d'énergie associé à un transfert de masse, soit avec T la température thermodynamique du système, S son entropie et dn_i le nombre de moles de la substance i, de potentiel chimique μ_i, introduites dans le système :

$$dU = -pdV + TdS + \sum_i [\mu_i \, dn_i] \qquad [J]$$

La notion d'*énergie utilisable* pour une transformation diffère cependant selon les conditions dans lesquelles celle-ci se produit. Elle ne correspond à la différence d'énergie interne que lorsque la fraction d'origine *thermique* de l'énergie interne, qui ne peut être convertie en travail, ne varie pas et que le système ne produit pas de travail par *dilatation* ou *compression*. Ces conditions sont réunies lorsque la transformation se produit de manière *adiabate* et *isochore*, soit sans échanges de chaleur et à volume constant. Pour une transformation *isotherme* et *isobare*, soit à température et pression constantes, l'énergie utilisable est déterminée par la différence d'*enthalpie libre* ou *énergie libre de Gibbs G*. Celle-ci est définie par la somme de la part de l'énergie interne du système qui n'est pas de nature thermique ($U - TS$) et de son énergie de dilatation–compression (pV) :

$$dG = d(U + pV - TS)$$

Soit, compte tenu de la définition de la variation d'énergie interne :

$$dG = Vdp - SdT + \sum_i [\mu_i \, dn_i] \qquad [J]$$

Ainsi, lorsque la phase liquide d'un sol est considérée dans son ensemble comme isotherme et soumise à une pression atmosphérique constante, son énergie de transformation est caractérisée par la différence d'enthalpie libre entre son état initial et son état final et ne dépend plus dès lors que des échanges de masse, selon :

$$dG = \sum_i [\mu_i \, dn_i] \qquad [J]$$

Copyrighted material

On voit que le *potentiel chimique* de la substance *i* coïncide alors avec son *enthalpie libre partielle molaire* $\overline{G}_i$, définie par la dérivée partielle de l'enthalpie libre par rapport à la substance *i*, la pression, la température et le nombre de moles des *j* substances sauf la *i* ème étant maintenus constants, soit :

$$\overline{G}_i = \left(\frac{\partial G}{\partial n_i} \right)_{p,\,T,\,n_{j-i}} = \mu_i \qquad \text{[J/mol]}$$

Or le comportement de la substance *i* au sein de la phase liquide se distingue par des *déplacements* et des *transformations à pression variable*. Sa transition spontanée d'un état initial A à un état final B est de ce fait dictée par les variations de son enthalpie libre partielle molaire *totale*, soit, en négligeant le terme cinétique (les vitesses de transfert dans les sols sont faibles) et avec $\overline{V}_i$ et $\overline{M}_i$ désignant respectivement le *volume molaire* et la *masse molaire* de la substance *i* :

$$\mathrm{d}\overline{G}_{i,\mathrm{tot}} = \overline{V}_i \, \mathrm{d}p_{\mathrm{w}} + \overline{M}_i \, g\mathrm{d}z + \mathrm{d}\mu_i \qquad \text{[J/mol]}$$

Il ressort de cette formulation que les divers termes caractérisant l'état énergétique de la solution du sol sont indépendants de la quantité de substance considérée, soit des dimensions du système. Ils s'expriment par ailleurs tous de manière *relative* et non pas *absolue*, ce qui permet de quantifier l'état énergétique de la phase liquide en un point quelconque du sol par rapport à une *référence fixe*, arbitrairement choisie. C'est la raison pour laquelle le *potentiel thermodynamique total* $\Phi_{i,\mathrm{tot}}$ de l'une quelconque des diverses substances *i* formant la phase liquide, ainsi que le *potentiel de pression* Φ_{p}, le *potentiel de gravité* Φ_{g} et le *potentiel chimique* Φ_{c}, dont il est composé, sont définis de telle sorte que leurs valeurs soient nulles dans le système pris comme référence.

$$\Phi_{i,\mathrm{tot}} - \Phi^{\mathrm{o}}_{i,\mathrm{tot}} = \left(\Phi_{\mathrm{p}} - \Phi^{\mathrm{o}}_{\mathrm{p}}\right) + \left(\Phi_{\mathrm{g}} - \Phi^{\mathrm{o}}_{\mathrm{g}}\right) + \left(\Phi_{\mathrm{c}} - \Phi^{\mathrm{o}}_{\mathrm{c}}\right) \qquad \text{[J/mol]}$$

avec :

$$\Phi^{\mathrm{o}}_{i,\mathrm{tot}} = \Phi^{\mathrm{o}}_{\mathrm{p}} = \Phi^{\mathrm{o}}_{\mathrm{g}} = \Phi^{\mathrm{o}}_{\mathrm{c}} = 0$$

L'état énergétique de la substance *i* en un point quelconque du sol peut dès lors s'exprimer par son potentiel thermodynamique total selon :

$$\Phi_{i,\mathrm{tot}} = \overline{V}_i \left(p_{\mathrm{w}} - p^{\mathrm{o}}_{\mathrm{w}}\right) + \overline{M}_i \, g\left(z - z^{\mathrm{o}}\right) + \left(\mu_i - \mu^{\mathrm{o}}_i\right) \qquad \text{[J/mol]}$$

avec les conditions définissant le système de référence :

$$p^{\mathrm{o}}_{\mathrm{w}} = z^{\mathrm{o}} = \mu^{\mathrm{o}}_i = 0$$

si bien qu'il reste :

$$\Phi_{i,\mathrm{tot}} = \overline{V}_i p_{\mathrm{w}} + \overline{M}_i \, g \, z + \mu_i \qquad \text{[J/mol]}$$

Les lois thermodynamiques montrent que, en dehors des termes de pression et de gravité, et du terme chimique, d'autres composantes du potentiel total existent, notam-

Copyrighted material

ment un terme d'origine *thermique*, dont il faut tenir compte dans le cas d'écoulements non isothermes, et un terme d'origine *électrique*, traduisant l'influence des champs électriques sur les transferts de solutés électrolytiques. Ces termes supplémentaires ont cependant été négligés dans les présents développements car leur influence sur les processus de transferts dans les sols est en général faible.

Potentiel de pression

L'ensemble de la phase liquide d'un sol est soumise à la pression atmosphérique. Son état de pression peut toutefois varier autour de cette valeur selon les forces auxquelles elle est soumise. Ainsi, lorsque la solution du sol subit une pression hydrostatique, c'est-à-dire lorsqu'elle est située en dessous d'une surface d'eau libre (par exemple dans une nappe phréatique), sa pression est supérieure à la pression atmosphérique. Inversement, sa pression sera inférieure à cette valeur lorsqu'elle est soumise à des forces de capillarité ou d'adsorption.

Le choix de la pression atmosphérique comme pression de référence possède ainsi l'avantage d'établir une distinction claire entre deux domaines de variations du *potentiel de pression*, dans lesquels interviennent des phénomènes physiques différents. Le potentiel de pression du système de référence étant par commodité considéré comme nul, c'est le potentiel de pression correspondant à la pression atmosphérique qui est considéré comme tel ($p_{\mathrm{w}}^{\circ} = p_{\mathrm{A}} = 0$). Le potentiel de pression de la substance i s'écrit alors:

$$\Phi_{\mathrm{p}} = \Phi_{\mathrm{p}} - \Phi_{\mathrm{p}}^{\circ} = \overline{V}_i \left(p_{\mathrm{w}} - p_{\mathrm{w}}^{\circ} \right) = \overline{V}_i \, p_{\mathrm{w}} \qquad [\mathrm{J/mol}]$$

Si la solution du sol est soumise à une pression hydrostatique, son potentiel de pression est *positif* et si elle est dans un état de sous-pression par rapport à la pression atmosphérique, dénommé *tension*, son potentiel de pression est *négatif*.

Lorsque la solution du sol est considérée comme homogène, le potentiel de pression ne dépend plus que de la pression relative et peut de ce fait être exprimé sous la forme d'une énergie par unité de volume plutôt que par unité de quantité de matière :

$$\Phi_{\mathrm{p}} = p_{\mathrm{w}} \qquad [\mathrm{J/m^3}] \equiv [\mathrm{Pa}]$$

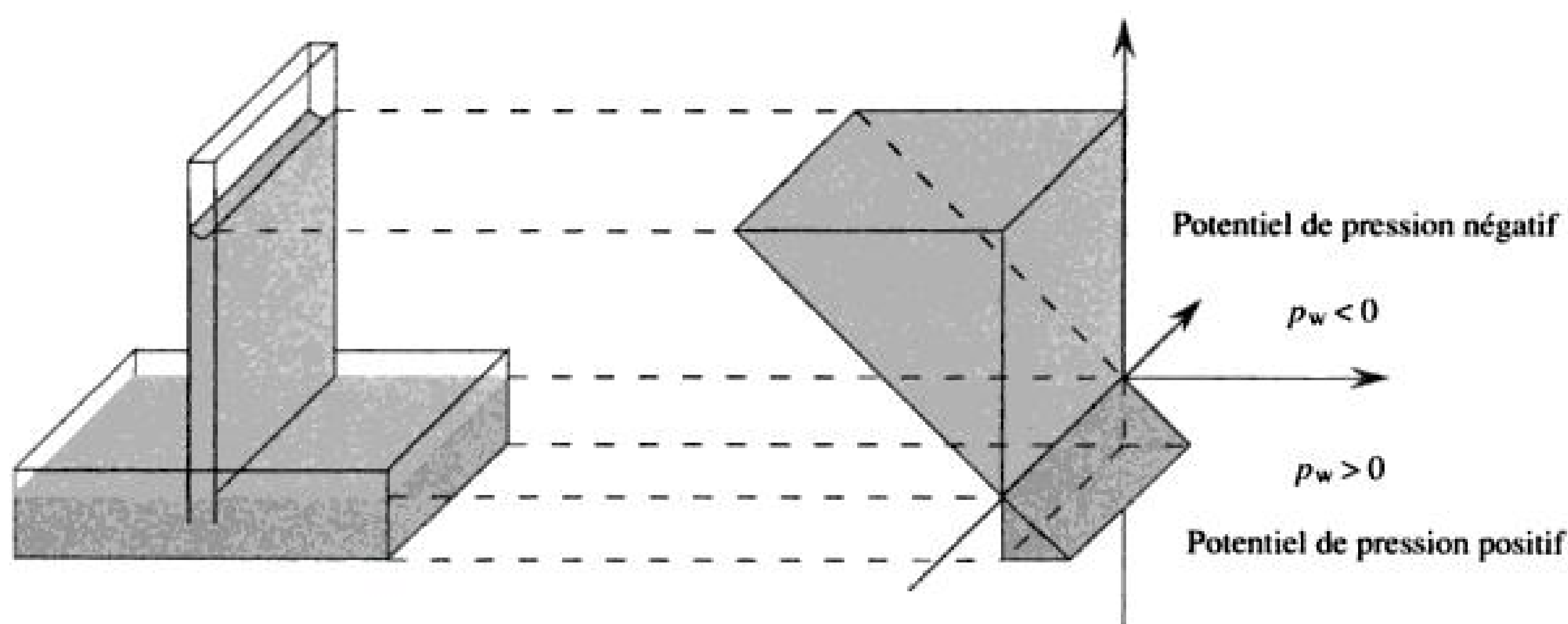


FIG. 3.25 Variation du potentiel de pression par rapport à une surface d'eau libre

Copyrighted material



























un *point de rupture*, plus ou moins marqué, correspondant à la transition de la phase de *drainage rapide* à la phase de *drainage lent* (fig. 3.35). Il est cependant souvent plus aisé de mettre en évidence ce seuil de rupture sur une représentation mettant en regard la charge de pression et son taux de variation au cours du temps. Comme la capacité au champ θ_c est déterminée avant que le processus de drainage par gravité soit complètement achevé, il s'agit d'une valeur *supérieure* à la capacité de rétention θ_{max}. Lorsque dans une situation donnée les deux valeurs sont disponibles, il est préférable de retenir la valeur de la capacité au champ, car elle reflète en principe mieux la réalité.

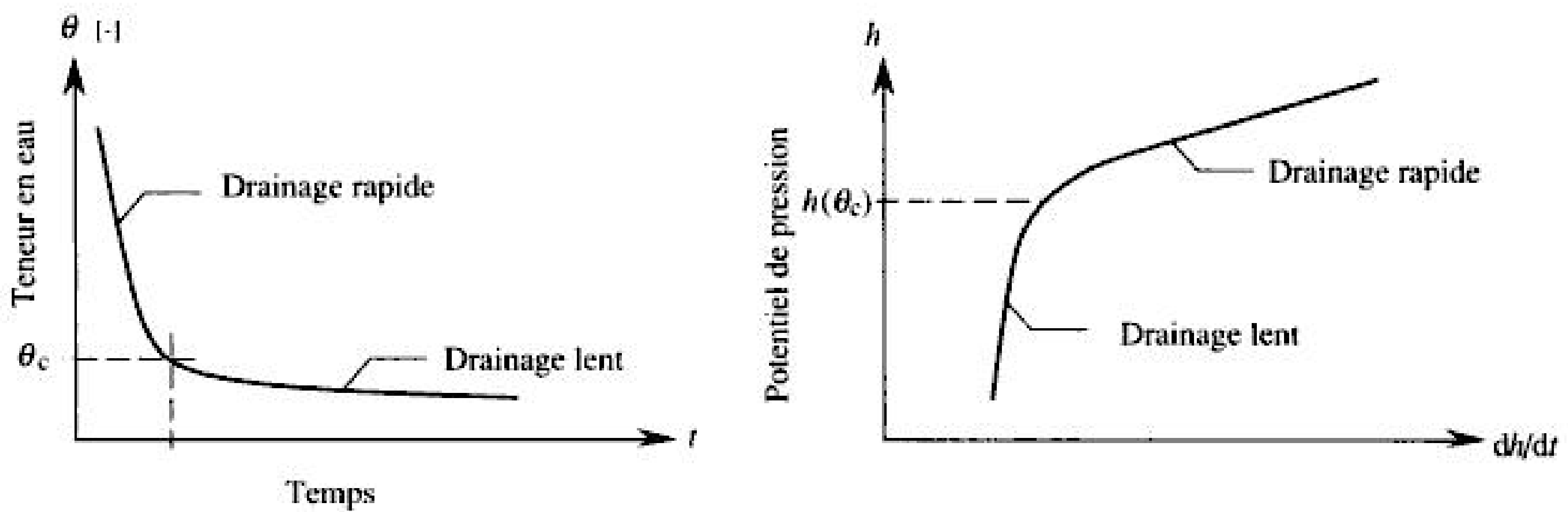


FIG. 3.35 Détermination de la capacité au champ

Le point de flétrissement θ_f

Cette valeur de la teneur en eau du sol représente le taux d'humidité en-deça duquel les forces d'adsorption surpassent celles que la plante peut générer pour extraire l'eau nécessaire à sa croissance. Le végétal ne dispose alors plus de l'eau qui lui est nécessaire et ses tissus se flétrissent. La valeur du potentiel matriciel de l'eau du sol correspondant à ces conditions dépend du type de plante. On admet toutefois en général une valeur moyenne de :

$$h = -160 \text{ [m]} \quad \Leftrightarrow \quad \psi = 16 \text{ [bar]} \quad \Leftrightarrow \quad \text{pF} = 4{,}2$$

La teneur en eau d'un sol dont le potentiel de pression matricielle a atteint la valeur de pF=4,2 correspond à son ***point de flétrissement permanent*** θ_{fp}. Dans ces conditions, les plantes subissent en effet des dégâts irréversibles et meurent.

Sur le plan pratique, il est souvent plus intéressant de définir un ***point de flétrissement temporaire*** θ_{ft}, représentant le seuil d'humidité au-delà duquel le flétrissement commence, mais n'est pas encore *irréversible*. La plante peut donc souffrir un certain temps du manque d'eau, donner des signes de flétrissement, puis retrouver une vitalité normale si la teneur en eau augmente à nouveau (pluie, irrigation). Le seuil de flétrissement temporaire est défini par la valeur moyenne suivante :

$$h = -100 \text{ [m]} \quad \Leftrightarrow \quad \psi = 10 \text{ [bar]} \quad \Leftrightarrow \quad \text{pF} = 4{,}0$$

Point d'hygroscopicité θ_h

Lorsque la teneur en eau devient inférieure au point de flétrissement permanent, on

Copyrighted material







L'analyse dynamique porte ainsi dans un premier temps sur la relation entre les forces auxquelles est soumis le fluide et sa vitesse d'écoulement, dont dérive son accélération. Comme il s'agit ici d'un fluide réel et non parfait, cette analyse englobe, en sus des diverses forces motrices de l'écoulement (gravité, pression, capillarité, adsorption) qui peuvent s'exprimer de manière unifiée par le concept global de gradient de potentiel, les forces de frottement. Ces dernières sont de deux natures selon qu'il s'agisse de frottements internes (transmission des contraintes tangentielles) ou de frottements résultant du contact avec la matrice solide. Le caractère réel du fluide se manifeste encore par sa compressibilité, qui n'intervient toutefois que si le milieu est considéré comme déformable.

La description des processus de transferts dans un *milieu poreux* tel que le sol est rendue particulièrement ardue par la complexité même du système poral dans lequel ils se déroulent. Un assemblage de petites billes sphériques empilées les unes sur les autres donne de ce dernier une image, certes idéalisée, mais à laquelle tous les milieux poreux de structure intergranulaire plus ou moins homogène peuvent se ramener en première approximation.

Les trajectoires d'écoulement d'un fluide quelconque circulant au sein de ce milieu empruntent une série de micro-cavernes, reliées entre elles par d'étroits canaux. L'irrégularité des sections de cheminement confère ainsi à la mécanique des fluides dans les milieux poreux un caractère bien particulier. On se trouve en effet confronté à deux types d'approches du phénomène. D'une part une approche *microscopique* qui repose sur l'étude de la dynamique des écoulements dans des micro-conduits, les tubes capillaires, et de l'autre une approche *macroscopique*, qui repose sur l'étude quantitative globale du phénomène de transfert dans un milieu poreux.

Intuitivement, on pourrait s'attendre à ce que ces deux approches tendent vers un résultat similaire. Or, il se trouve que seule une approche globale permet de rendre compte de la complexité du milieu, l'approche microscopique ne pouvant être extrapolée à l'échelle macroscopique qu'au prix d'hypothèses exagérément réductrices, le résultat perdant ainsi toute représentativité. L'approche microscopique permet toutefois de mieux comprendre les phénomènes, tels qu'ils se présentent à l'échelle globale.

Approche microscopique

A l'échelle *microscopique*, les transferts d'eau dans le sol s'effectuent dans le réseau de micro-cavités reliées par de fins canalicules que forme son système poral. Une relation entre force motrice, forces de frottement et vitesse d'écoulement peut être établie aisément dans le cas d'un écoulement *laminaire* dans un conduit de géométrie fixe. En effet, le frottement interne F_T résultant de la différence de vitesse dv de deux lames de fluide adjacentes s'exprime par la *contrainte tangentielle* τ qui s'exerce sur leur surface de contact S, selon (§ 3.2.1) :

$$\tau = \frac{F_T}{S} = \eta \frac{\mathrm{d}v}{\mathrm{d}z}$$

L'application de cette relation à l'écoulement laminaire d'un fluide réel dans un tube

Copyrighted material







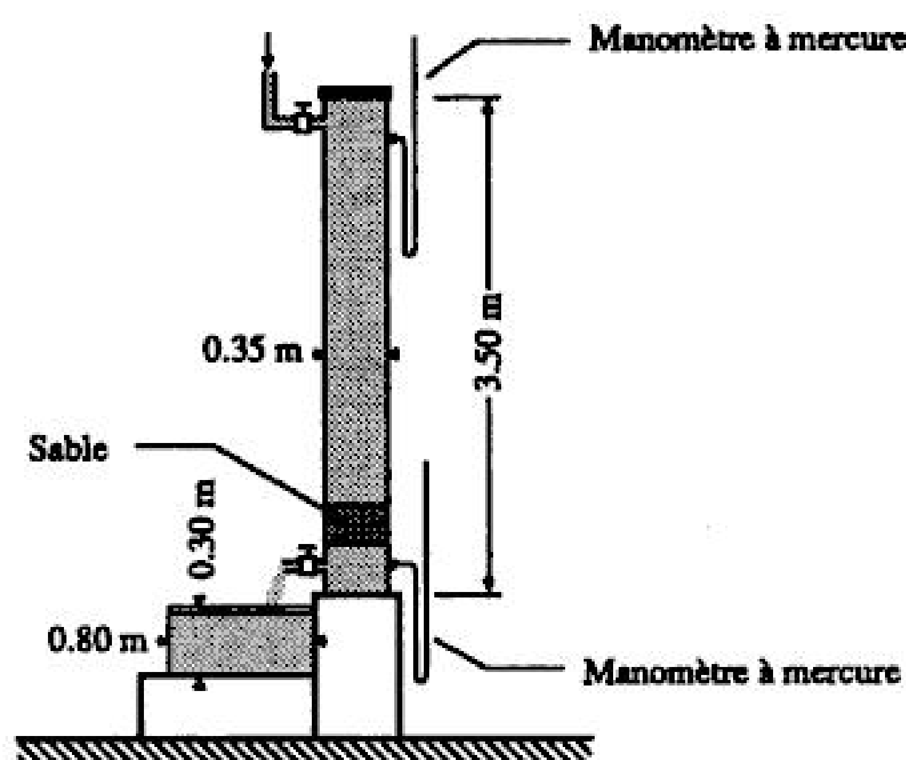


FIG. 3.41 Dispositif de Darcy

De cette expérience, Darcy a déduit une relation exprimant le débit total Q transitant au travers de la colonne comme le produit de sa section S, du rapport de la différence de charge totale ΔH existant entre ses extrémités à sa longueur L et d'un coefficient de proportionnalité K_S :

$$Q = S\, K_S\, \frac{\Delta H}{L} \qquad [m^3/s]$$

Par définition, la vitesse fictive d'écoulement s'exprime par le rapport du débit total à la section de la colonne, soit sous la forme d'une ***densité de flux*** ou ***flux par unité de surface*** q, notions exprimant mieux la nature volumique du débit :

$$q = \frac{Q}{S} = K_S\, \frac{\Delta H}{L} \qquad [m/s]$$

Dans ces deux formulations de la *loi de Darcy*, l'ensemble des forces de frottement s'exprime de manière explicite par le *coefficient de proportionnalité* K_S. Lorsque la force motrice de l'écoulement est exprimée en termes de charge, soit par $\Delta H/L$, ce coefficient prend la dimension d'une vitesse et s'exprime en m/s, d'où les termes de *vitesse de filtration à saturation* par unité de pente, par unité de charge ou encore par unité de perte de charge. Par contre, si le potentiel total est exprimé comme une énergie, non plus par unité de poids, mais par unité de volume, le facteur de proportionnalité entre le flux et la force motrice ne correspond plus, dans sa dimension, à une vitesse. C'est pour cette raison notamment qu'il est recommandé de renoncer au concept de vitesse de filtration et de ne retenir que le terme de ***conductivité hydraulique à saturation*** pour désigner le coefficient de proportionnalité K_S.

Il faut encore remarquer que la loi de Darcy, établissant une relation *linéaire* entre la densité de flux et la perte de charge, est une équation de transfert analogue à celles issues d'autres lois de la physique (Ohm, Fick, Fourrier). Cette analogie dans la description des

Copyrighted material











Dans les sols, le nombre de Reynolds est généralement inférieur à 1, ce qui permet d'appliquer la loi de Darcy. Toutefois, pour les vitesses très faibles (filtration dans les argiles), le comportement réel peut montrer une *déviation* par rapport à la loi de Darcy. Une raison possible de cette déviation réside dans le caractère *non newtonien* que peut avoir alors le liquide, ce dernier étant rendu plus rigide par l'action des forces d'adsorption. A l'autre extrême, pour des vitesses élevées et dans des milieux à porosité grossière, l'apparition de turbulences *locales* peut provoquer une perte d'énergie, limitant l'efficacité du gradient de potentiel comme force motrice de l'écoulement. Ces deux tendances sont illustrées par la figure 3.46.

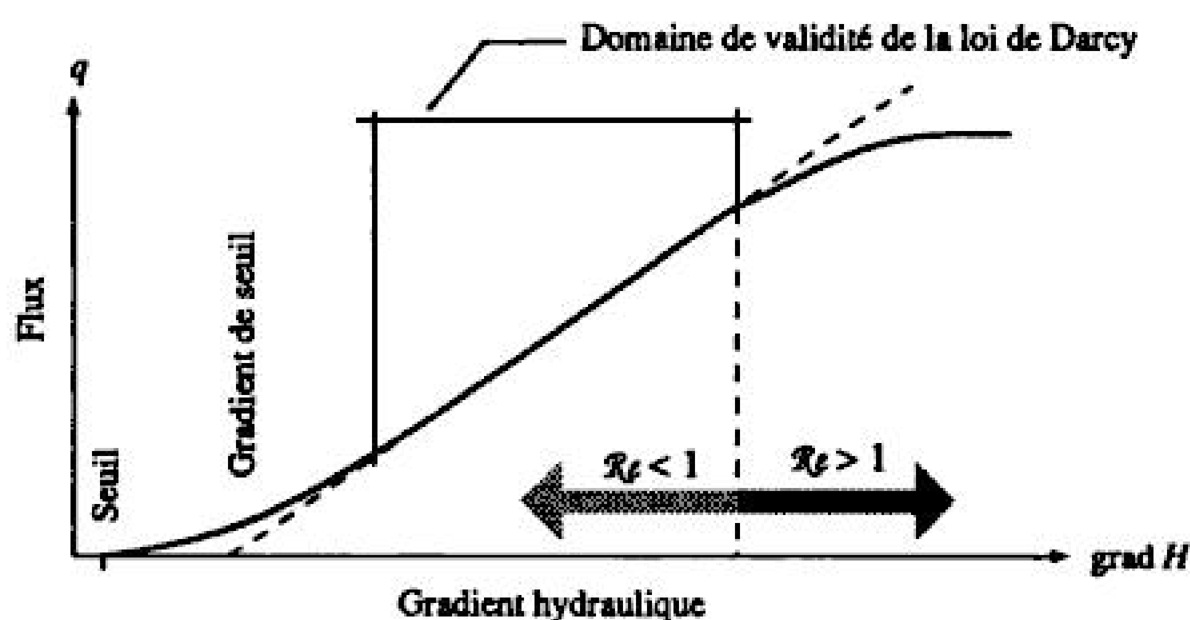


FIG. 3.46 Domaine de validité de la loi de Darcy

Il ressort de ces considérations que la possibilité d'avoir un comportement ne satisfaisant pas la loi de Darcy doit rester présente à l'esprit, notamment pour expliquer certaines différences entre les observations et la théorie. Signalons encore que la *loi de Darcy*, tout comme celle de *Poiseuille*, peut être déduite de l'équation générale de *Navier-Stokes*, décrivant la dynamique des fluides visqueux. L'ensemble des phases solide et liquide est ramené dans ce cas à un fluide équivalent de viscosité plus élevée.

3.4.3 Equation de continuité

L'équation dynamique permet de déterminer la densité de flux en un point quelconque du sol. Pour décrire complètement le phénomène sur le plan quantitatif, il faut encore lui adjoindre l'équation de continuité qui exprime le principe de conservation de la masse.

Appliqué à un volume de sol donné, ce principe se traduit par l'égalité entre le bilan des masses entrant et sortant de ce volume pendant un intervalle de temps, et la variation de la masse du volume, pendant le même intervalle de temps.

Si l'on considère un élément parallélépipédique d'un milieu poreux complètement saturé par un fluide de masse volumique ρ_w, la vitesse d'écoulement au centre A de cet élément est le vecteur $\vec{q}\ (x, y, z)$ dont les composantes selon les axes sont $q_x(x,y,z)$, $q_y(x,y,z)$

Copyrighted material







total, résultant de la somme des potentiels de pression matricielle et de gravité. Comme l'intensité des forces de rétention et le potentiel de pression qui en découle dépendent de la *teneur en eau*, grandeur elle-même variable au cours du processus, la force motrice de l'écoulement varie non seulement d'un point à l'autre du sol, mais également localement au cours du temps. Elle est, de plus, conditionnée par le phénomène d'*hystérèse*.

La différence majeure entre écoulements saturés et non saturés est toutefois liée aux forces de frottement ou plus exactement à la *résistance* à l'écoulement. En effet, lorsque le sol se dessèche, les pores larges se vident en premier, si bien que la section totale d'écoulement diminue de même que la vitesse moyenne, suite à la disparition des zones de vitesses relativement élevées situées au centre des pores. L'eau se voit alors contrainte de circuler le long des films d'hydratation qui épousent les contours des parois des pores vides ou, en plus grande quantité, dans le réseau formé par les pores de diamètre plus faible et encore pleins qui contournent les pores vides. Dans les deux cas, la longueur du cheminement parcouru et de ce fait la *tortuosité* sont accrues. Pour toutes ces raisons, la résistance globale à l'écoulement augmente rapidement avec la diminution de teneur en eau.

Il est intéressant de noter que la force motrice de l'écoulement est maximale dans la zone du *front d'hydratation*, qui marque la transition entre une zone très humide et une zone beaucoup plus sèche. Un tel front se manifeste notamment de manière très marquée au début de l'infiltration d'une pluie dans un sol sec (chap. 8). Dans cette zone, le gradient de succion peut atteindre plusieurs dizaines de mètres par centimètre de sol, soit une force motrice qui peut être plusieurs milliers de fois supérieure à la force de pesanteur. C'est ce gradient élevé qui permet la progression de l'eau dans la zone sèche où la résistance à l'écoulement est très forte.

3.5.2 Loi de comportement dynamique

Généralisation de la Loi de Darcy au milieu non saturé

En milieu non saturé, la relation entre la vitesse fictive de l'écoulement et les diverses forces qui la conditionnent, s'exprime de manière analogue à la loi de Darcy en milieu saturé. En effet, des considérations du paragraphe 3.5.1, il ressort que le principe d'une proportionnalité entre gradient de potentiel et densité de flux reste valable, pour autant que l'on tienne compte des variations de la résistance à l'écoulement en fonction de la teneur en eau.

Dans un échantillon de sol *non saturé*, tel qu'illustré par la figure 3.48, l'eau s'écoule horizontalement sous l'effet d'un gradient de charge de pression uniquement, le potentiel de gravité étant *constant*.

Lorsque les charges de pression négatives appliquées aux extrémités de l'échantillon sont maintenues constantes, l'écoulement est *permanent*. Le potentiel de pression et, de ce fait, la teneur en eau varient le long de l'axe horizontal. La résistance à l'écoulement, soit la *conductivité hydraulique* de la loi de Darcy, dépend de la teneur en eau, si bien qu'elle suit une évolution analogue. Comme le flux, soit le produit du gradient de charge de pression et de la conductivité hydraulique, est constant en régime permanent, ce gradient augmente nécessairement à mesure que la conductivité hydraulique diminue.

Copyrighted material







hydraulique repose sur l'ajustement de valeurs expérimentales sur des lois mathématiques empiriques, telles que :

- *Gardner* : a, b et m sont des constantes empiriques.

$$K(h) = \frac{a}{b + (-h)^m}$$

- *Anonyme* :

$$K(h) = K_S\, e^{-ah}$$

- *Brooks & Corey* : λ est un paramètre reflétant la porosimétrie du sol.

$$K(\theta) = K_S \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_S - \theta_r} \right)^{3 + 2/\lambda}$$

- *Van Genuchten* : m est une constante empirique

$$K(\theta) = K_S \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_S - \theta_r} \right)^{1/2} \left[1 - \left(1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_S - \theta_r} \right)^{1/m} \right)^m \right]^2$$

3.5.3 Equation de continuité

La formulation du principe de continuité de la matière est analogue dans le cas d'un écoulement non saturé que dans celui d'un écoulement saturé. Le bilan des flux traversant les faces d'un volume élémentaire de sol s'obtient également par différence des flux entrant et sortant dans la direction des axes principaux (§ 3.4.3) :

$$\frac{\partial(\Delta M)}{\partial t} = -\operatorname{div}(\rho_w \vec{q})\ \Delta V$$

Contrairement au cas saturé, la masse de la phase liquide de cet élément de sol peut être variable si l'écoulement est non saturé, puisque sa teneur en eau est susceptible de se modifier au cours du temps. A un instant t, cette masse s'écrit :

$$\Delta M = \rho_w\, \theta\, \Delta V$$

et sa variation dans le temps, sous l'hypothèse de l'indéformabilité du milieu :

$$\frac{\partial(\Delta M)}{\partial t} = \rho_w \frac{\partial \theta}{\partial t}\, \Delta V$$

L'équation de continuité s'écrit ainsi en milieu non saturé :

$$\operatorname{div} \vec{q} = -\frac{\partial \theta}{\partial t}$$

Copyrighted material











profil hydrique. Soient deux profils hydriques mesurés aux temps t_1 et t_2 et l'équation de continuité pour un écoulement *vertical* :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z}$$

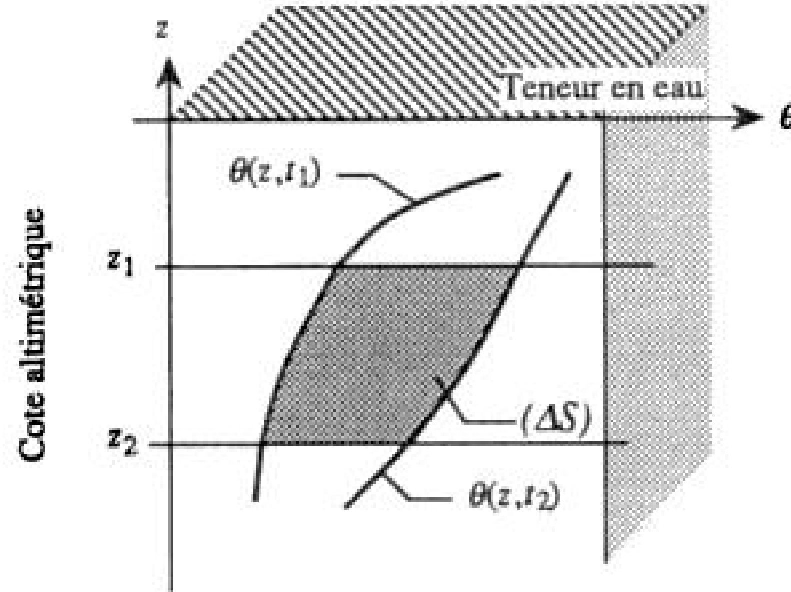


FIG. 3.57 Variation de stock entre les temps t_1 et t_2

La variation de stock ΔS entre les cotes altimétriques z_1 et z_2 durant l'intervalle de temps $\Delta t = t_2 - t_1$ est représentée par la surface comprise entre ces deux profondeurs et les deux profils hydriques correspondants. ΔS est mise en évidence par une double intégration de l'équation de continuité, par rapport au temps et à la cote :

$$\int_{z_1}^{z_2}\int_{t_1}^{t_2} \partial\theta \ \partial z = -\int_{t_1}^{t_2}\int_{z_1}^{z_2} \partial q \ \partial t$$

Après développement, on obtient :

$$\int_{z_1}^{z_2} [\theta(t_2) - \theta(t_1)] \ \partial z = -\int_{t_1}^{t_2} [q(z_2) - q(z_1)] \ \partial t$$

Les flux aux cotes z_1 et z_2 varient au cours du temps. Les flux moyens durant l'intervalle Δt, si l'on considère que leur variation est linéaire, sont déterminés par leurs valeurs au milieu de l'intervalle de temps, si bien que cette relation devient :

$$q_{z_2} - q_{z_1} = -\frac{1}{\Delta t}\int_{z_1}^{z_2} \Delta\theta \, \partial z = -\frac{1}{\Delta t}(\Delta S)_{z_2 - z_1}$$

Cette expression ne permet la détermination du flux à une profondeur donnée que si le flux en un point quelconque du profil est connu. Il s'agit donc d'une détermination *relative* et non pas *absolue*. Dans certains cas le flux en surface q_0 est connu (infiltration à flux constant par exemple). Le flux à une cote altimétrique z quelconque s'écrit alors :

Copyrighted material

































ce qui peut s'écrire, selon la loi de Darcy, comme :

$$Q = \sum_{i=1}^{n} q_i L_i = \sum_{i=1}^{n} K_i \; L_i \frac{\Delta H}{L} = K_h L \frac{\Delta H}{L}$$

De cette relation se déduit l'expression de la *conductivité hydraulique horizontale moyenne* du massif. Celle-ci correspond à la moyenne pondérée des conductivités hydrauliques des divers horizons, les coefficients de pondération étant définis par l'épaisseur de ces derniers :

$$K_h = \frac{1}{L} \sum_{i=1}^{n} K_i \; L_i$$

Ecoulement oblique par rapport aux limites de couches

Dans un milieu hétérogène stratifié, si les filets liquides sont *obliques* par rapport aux limites de couches, il est possible de déterminer la direction de l'écoulement dans un horizon d'après la direction de l'écoulement dans celui qui le précède. Les conductivités hydrauliques des deux couches sont en effet liées par la relation suivante :

$$\frac{K_1}{K_2} = \frac{\text{tg}\,\beta}{\text{tg}\,\alpha} \qquad \text{ou} \qquad \text{tg}\,\alpha = \frac{K_2}{K_1}\,\text{tg}\,\beta$$

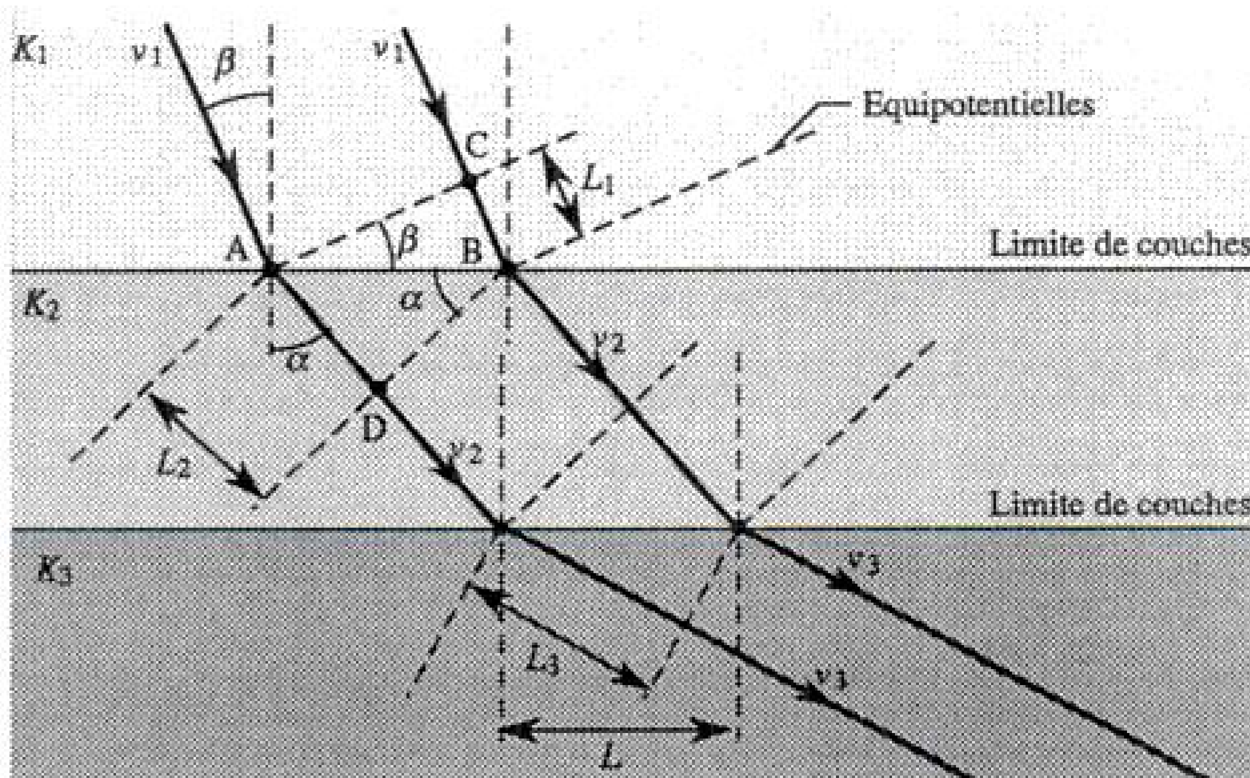


FIG. 3.66 Ecoulement oblique en milieu stratifié

Cette expression permet de déterminer l'angle α lorsque l'angle β et les conductivités hydrauliques K_1 et K_2 sont connues. Il est à noter que la forme de cette relation est analogue à celle de la formule de propagation des ondes lumineuses dans deux milieux

Copyrighted material



















You have either reached a page that is unavailable for viewing or reached your viewing limit for this book.









$$pV = \left(\sum n_i\right)RT = \sum\left(n_iRT\right) = \sum p_iV \quad \Rightarrow \quad p = \sum p_i$$

Concentration

Les diverses manières d'exprimer la concentration d'un composant dans un mélange gazeux sont les mêmes que celles utilisées pour la description qualitative de la phase liquide. La notion la plus couramment utilisée est la *concentration molaire* $\mathcal{X}_i$:

$$\mathcal{X}_i = \frac{n_i}{V_a} \qquad [\text{mol/m}^3]$$

Les autres formes d'expression de la concentration du constituant *i* dans le mélange gazeux sont la *concentration en masse* c_i, la *fraction volumique* $\mathcal{V}_i$, la *fraction massique* $\mathcal{M}_i$ et la *fraction molaire* $\mathcal{N}_i$:

$$c_i = \frac{M_i}{V_a} = \frac{n_i\overline{M}_i}{V_a} \qquad [\text{kg/m}^3]$$

$$\mathcal{V}_i = \frac{V_i}{V_a} \qquad [\text{m}^3/\text{m}^3]$$

$$\mathcal{M}_i = \frac{M_i}{M_a} = \frac{n_i\overline{M}_i}{n\,\overline{M}_a} \qquad [\text{kg/kg}]$$

$$\mathcal{N}_i = \frac{n_i}{n} \qquad [\text{mol/mol}]$$

La *fraction massique* $\mathcal{M}_i$ est parfois utilisée avec des unités particulières, telle que g/100g. Il est en outre simple de constater que la *fraction molaire* et la *fraction volumique* d'un composant *i* sont égales au rapport de sa pression partielle à la pression totale du mélange, soit :

$$\mathcal{N}_i = \mathcal{V}_i = \frac{p_i}{p}$$

Par ailleurs, la *concentration en masse* et la *fraction volumique* sont liées par la masse volumique ρ_i du constituant *i*, soit le rapport de sa masse M_i au volume partiel V_i qu'il occupe :

$$c_i = \rho_i\mathcal{V}_i \qquad [\text{kg/m}^3]$$

Comme dans le cas de la phase liquide, certaines de ces expression de la concentration peuvent être définies relativement au volume total du sol plutôt qu'à celui de la seule phase gazeuse. Ce type de notion n'est toutefois pas utilisé dans le cadre de cet ouvrage.

Copyrighted material













du mélange gazeux. Toutefois, comme la masse molaire de la phase gazeuse, aussi bien que celle de l'une quelconque de ses composantes, est très faible, le terme gravitaire est en général négligeable face au terme de pression.

Potentiel chimique

D'après les relations définissant l'équilibre thermodynamique d'un système quelconque, le *potentiel chimique* de la composante *i* de la phase gazeuse s'exprime par :

$$\Phi_c = RT \ln \mathcal{N}_i = RT \ln \frac{p_i}{p} = RT \ln \mathcal{V}_i \qquad \text{[J/mol]}$$

Le potentiel chimique d'une substance *i* s'annule ainsi lorsque la phase gazeuse n'est plus composée que de cette seule substance. Dans le cas d'un mélange considéré comme *homogène*, le potentiel chimique de chacune de ses composantes reste constant dans l'ensemble du sol, si bien que le terme chimique du potentiel total n'exerce alors plus d'influence sur les phénomènes de transferts.

Potentiel total

Le *potentiel total* de la phase gazeuse s'exprime sous forme symbolique par la somme de ses diverses composantes, soit des potentiels de pression et de gravité, et du potentiel chimique, selon :

$$\Phi_{tot} = \Phi_p + \Phi_g + \Phi_c + \ldots$$

Les développements de la thermodynamique conduisant à cette formulation du potentiel total montrent qu'elle n'est exacte que si les transferts sont *isothermes*, ce qui n'est que rarement le cas. Des flux gazeux se produisent en effet sous l'action de gradients de potentiel thermique, soit par *thermodiffusion*. L'influence de ces processus sur le comportement de la phase gazeuse, bien que faible, est plus marquée que dans le cas de la phase liquide car la *diffusivité* des gaz est plus élevée, notamment en raison d'une viscosité inférieure. Par commodité, cette influence sera cependant négligée par la suite.

Lorsque la phase gazeuse est considérée comme *homogène*, le potentiel total se réduit aux termes de pression et de gravité. Comme le potentiel de gravité est généralement négligeable en regard du potentiel de pression, en raison de la faible masse volumique des constituants gazeux, le potentiel total peut dans ce cas être identifié au potentiel de pression :

$$\Phi_{tot} = \Phi_p$$

La formulation générale du potentiel total de la composante *i* de la phase gazeuse indique que, comme dans le cas des transferts de solutés, la dynamique *partielle* de cette composante s'effectue selon deux mécanismes simultanés, soit la *convection*, sous l'action d'un gradient de potentiel de pression (et éventuellement de gravité), et la *diffusion moléculaire*, sous l'action d'un gradient de potentiel de pression partielle relative :

Copyrighted material













$$\vec{q}_w = -\left(k_{rw}\frac{\kappa}{\eta_w}\right)\overrightarrow{\text{grad}}\,p_m - \left(k_{rw}\frac{\kappa}{\eta_w}\right)\overrightarrow{\text{grad}}\,p_a - \left(k_{rw}\frac{\kappa}{\eta_w}\right)\overrightarrow{\text{grad}}\,(\rho_w g z)$$

$$\left(\frac{k_{rw}}{\eta_w}\frac{\eta_a}{k_{ra}}\right)\vec{q}_a = -\left(k_{rw}\frac{\kappa}{\eta_w}\right)\overrightarrow{\text{grad}}\,p_a - \left(k_{rw}\frac{\kappa}{\eta_w}\right)\overrightarrow{\text{grad}}\,(\rho_a g z)$$

En écrivant le flux d'air comme la différence entre le flux total et le flux d'eau et en exprimant la pression capillaire en hauteur d'eau équivalente, il vient par soustraction :

$$\vec{q}_w = \left(\frac{k_{rw}}{\eta_w}\frac{\eta_a}{k_{ra}}\right)\left(\vec{Q} - \vec{q}_w\right) - \left(k_{rw}K_s\right)\overrightarrow{\text{grad}}\,h - \left[k_{rw}K_s\left(1 + \frac{\rho_a}{\rho_w}\right)\right]\overrightarrow{\text{grad}}\,z$$

Comme le rapport des masses volumiques de l'air et de l'eau est de 1 à 1000, c'est-à-dire négligeable, et avec la fonction $\mathcal{F}_w(\theta)$ définie par la relation (fig. 4.11) :

$$\mathcal{F}_w(\theta) = \frac{1}{\left(\dfrac{k_{ra}}{\eta_a} + \dfrac{k_{rw}}{\eta_w}\right)}\frac{k_{rw}}{\eta_w}$$

L'expression précédente se réduit à :

$$\vec{q}_w = \left(\frac{\mathcal{F}_w}{1 - \mathcal{F}_w}\right)\left(\vec{Q} - \vec{q}_w\right) - \left(k_{rw}K_s\right)\overrightarrow{\text{grad}}\,h - \left(k_{rw}K_s\right)\overrightarrow{\text{grad}}\,z \qquad (*)$$

Soit encore :

$$\vec{q}_w = \mathcal{F}_w\vec{Q} - \left(1 - \mathcal{F}_w\right)k_{rw}K_s\,\overrightarrow{\text{grad}}\,h - \left(1 - \mathcal{F}_w\right)k_{rw}K_s\,\overrightarrow{\text{grad}}\,z$$

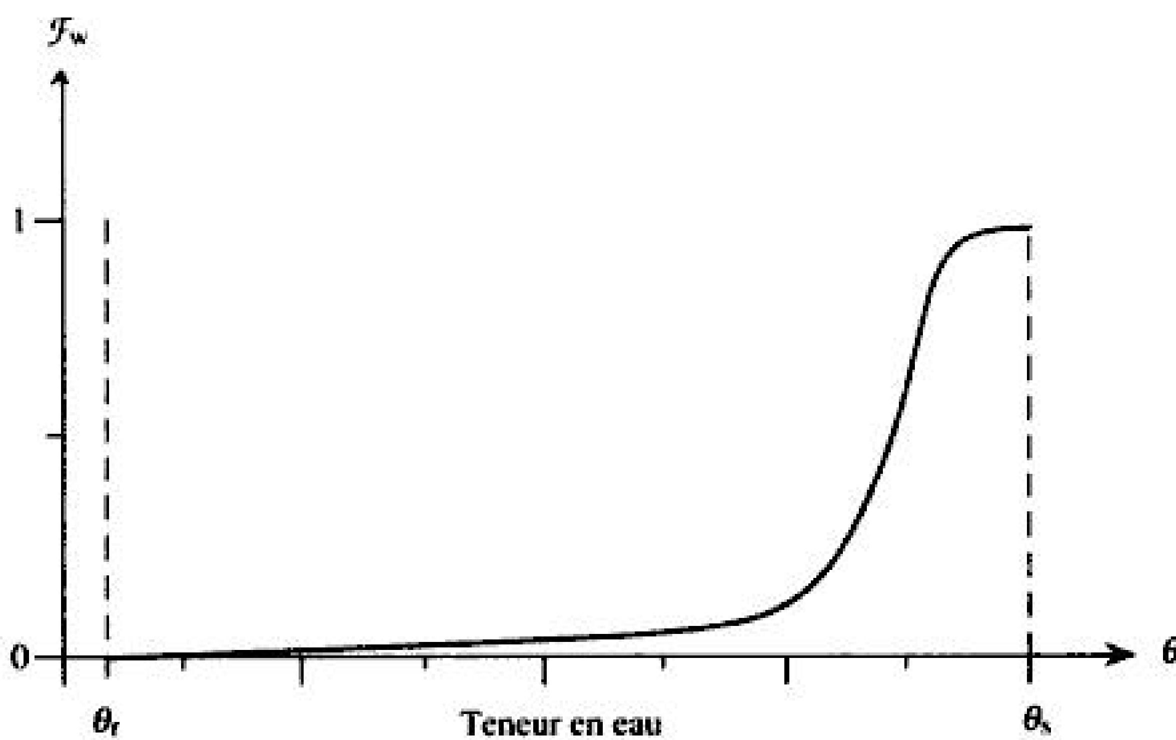


FIG. 4.11 Allure générale de la fonction $\mathcal{F}_w(\theta)$

Dans cette dernière expression, l'influence de la phase gazeuse ne se manifeste plus que par le flux total et la fonction $\mathcal{F}_w$. Lorsque $\mathcal{F}_w = 0$, le flux est décrit par la loi de Darcy classique. Son augmentation rapide lorsque l'on approche de la saturation se traduit par

Copyrighted material











CHAPITRE 5

THERMIQUE DU SOL

5.1 INTRODUCTION

La thermique du sol englobe l'ensemble des processus déterminant la *température du sol* à un instant et en un point donnés. La température augmente avec l'amplitude des oscillations désordonnées des atomes constitutifs de la matière autour de leur position moyenne. Ces oscillations confèrent à un corps une forme particulière d'énergie, l'énergie cinétique d'agitation thermique, plus connue sous le nom de *chaleur*. La température constitue ainsi une fonction d'état caractérisant le degré d'agitation thermique ou niveau de chaleur d'un corps.

De nombreux processus physiques, chimiques et biologiques survenant dans le sol, sont fortement influencés par sa température. Les écoulements liquides ou gazeux sont ainsi affectés par des variations de température, notamment par le biais des modifications de viscosité et de tension superficielle qu'elles entraînent. En outre, l'apparition de gradients thermiques donne lieu à des transferts, surtout gazeux, par *thermodiffusion*. L'aération du sol, son drainage, son ressuyage après une pluie et les échanges avec l'atmosphère par évapotranspiration, en somme l'ensemble des dynamiques de transfert de masse est ainsi conditionné par l'état calorifique du sol. L'effet de la température du sol est par ailleurs particulièrement manifeste dans le contexte des processus biologiques et microbiologiques. La germination des végétaux, leur croissance et le développement de leur système racinaire dépendent directement du comportement thermique du sol au cours de la période végétative. Le *régime thermique* peut encore favoriser ou inhiber l'activité microbienne, dont dépend notamment la dégradation des matières organiques, source d'éléments nutritifs. Finalement, de nombreuses réactions chimiques, telles que la dissolution et la précipitation des carbonates et des sulfates, se déroulent sous l'influence de la température.

La température régnant en un point du sol à un instant donné résulte de deux types de phénomènes : les *échanges énergétiques* avec le milieu extérieur d'une part, qui déterminent la quantité d'énergie globale emmagasinée dans le sol, et de l'autre une série complexe de processus de *transferts de chaleur*, dont les intensités dépendent des propriétés thermiques spécifiques du sol, propriétés par ailleurs variables dans l'espace et dans le temps, et qui déterminent la distribution de cette énergie dans le sol. La description du comportement thermique global d'un sol repose ainsi sur l'étude préalable des

Copyrighted material





You have either reached a page that is unavailable for viewing or reached your viewing limit for this book.







You have either reached a page that is unavailable for viewing or reached your viewing limit for this book.



You have either reached a page that is unavailable for viewing or reached your viewing limit for this book.

5.2.3 Equation de continuité

Le caractère transitoire des transferts de chaleur est pris en considération par l'introduction du principe de *conservation de l'énergie*. Dans le contexte des transferts de chaleur sensible, ce principe énonce l'égalité entre le bilan des flux d'énergie thermique aux limites d'un volume infinitésimal de sol, et la variation temporelle de la chaleur emmagasinée par ce volume, soit de sa *densité de chaleur*. La présence d'un *terme source* J_T rend compte des processus de consommation ou de production internes ponctuels, liés au métabolisme des organismes vivants ou à des réactions chimiques endo- ou exo-thermiques. Le principe de continuité s'exprime donc par :

$$\operatorname{div} \vec{J}_T = -\frac{\partial \delta_T}{\partial t} + J_T$$

Par commodité, les pertes ou apports internes éventuels seront négligés par la suite. Il faut toutefois être conscient que le fait de négliger ce terme constitue une source d'imprécisions beaucoup plus conséquente dans le cas des transferts de chaleur qu'elle n'a pu l'être dans celui des transferts de masse.

5.2.4 Equation générale

L'équation générale décrivant les échanges de chaleur sensible dans un sol découle de la combinaison de la loi dynamique et du principe de continuité. Elle peut être formulée de diverses manières, dont la plus simple est la suivante, dans le cas d'un sol saturé :

$$\operatorname{div}\left(-K_T \overrightarrow{\operatorname{grad}}\, T + \delta_{Ti}\vec{q}\right) = -\frac{\partial \delta_T}{\partial t}$$

En introduisant le *facteur de partage* γ_p, défini par le rapport des capacités thermiques isobares volumiques de l'eau et du sol :

$$\gamma_p = \frac{\rho_w c_{pw}}{\rho_{at} c_{p,\,sol}} \quad [\text{-}] \qquad (\gamma_p \approx 1{,}4 - 1{,}6)$$

Il devient possible d'écrire l'équation générale des transferts de chaleur en milieu saturé, avec pour seules variables les températures et la charge hydraulique :

$$\operatorname{div}\left(K_T \overrightarrow{\operatorname{grad}}\, T + \gamma_p \rho_w c_{pw} (T_s - T_w)\, K_s \overrightarrow{\operatorname{grad}}\, H\right) = \rho_w c_{pw} \frac{\partial T}{\partial t}$$

Dans le cas plus général d'un sol *non saturé*, le transfert de chaleur par convection thermique fait intervenir simultanément les mouvements des phases liquide et gazeuse. Il ne suffit alors pas d'exprimer les flux selon la théorie des écoulements bi-phasiques, car il faut également tenir compte des transformations liquide-vapeur au travers des parois capillaires qui se traduisent par la conversion d'énergie thermique en énergie latente.

Une étude plus attentive du problème fait apparaître que les flux hydriques et thermiques, dans les sols, constituent en réalité des phénomènes *interdépendants*. En effet,

Copyrighted material













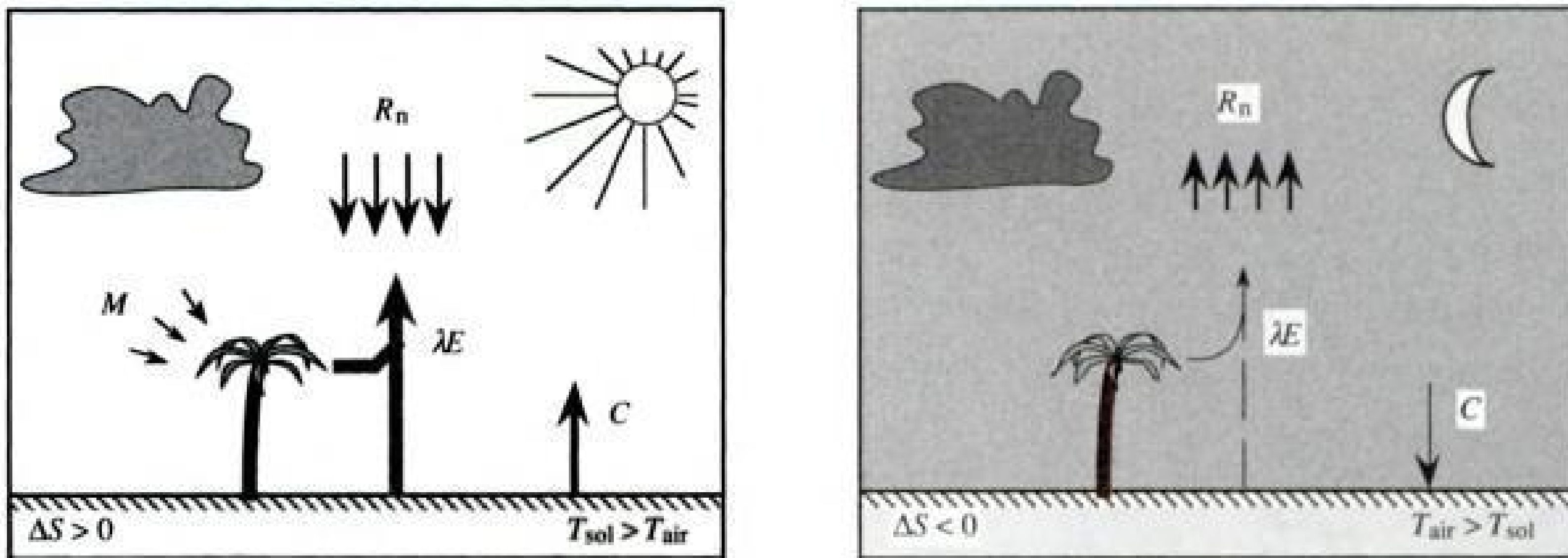


FIG. 5.10 Bilan énergétique diurne et nocturne

5.4 RÉGIME THERMIQUE

5.4.1 Cycles de variations thermiques

La température du sol présente de continuelles variations sous l'influence des conditions climatiques, qui déterminent l'intensité des échanges énergétiques entre le sol et l'atmosphère. Les variations des conditions climatiques, et notamment l'intensité du rayonnement solaire, s'effectuent de manière relativement stable selon des *cycles périodiques*, notamment à l'échelle *quotidienne* et à l'échelle *annuelle*. Le régime ou comportement thermique d'un sol, que l'on peut décrire par les variations de son profil de température au cours du temps, présente dès lors un comportement cyclique similaire.

La mesure de profils de température dans un sol permet de mettre en évidence des cycles de variations thermiques, rythmés par la course de l'astre solaire. Ces cycles, quotidien et annuel, sont en effet liés aux variations d'intensité du rayonnement solaire qui se manifestent sur des périodes de 24 heures, par l'alternance du jour et de la nuit, et sur des périodes annuelles, par l'évolution de l'inclinaison moyenne du soleil sur l'horizon.

Il existe toutefois un grand nombre de phénomènes épisodiques susceptibles de venir perturber ces comportements, en particulier ceux qui influencent le bilan énergétique, notamment les passages nuageux, les orages, les tempêtes de neige, les périodes de sécheresse, des afflux d'air froid ou chaud, les particularités locales ou la nature et le degré d'évolution de la couverture végétale. Par ailleurs, les caractéristiques thermiques des sols, tel que son *albedo*, sa *capacité thermique* et sa *conductivité thermique* varient au cours du temps en relation avec les variations de teneur en eau, et ce de manière différentielle selon la profondeur, si bien qu'une description fidèle du régime thermique d'un sol s'avère une tâche extrêmement complexe. Il n'en reste pas moins que le caractère périodique de ce comportement en permet une approximation relativement simple qui n'est pas dépourvue d'intérêt.

L'*approximation sinusoïdale* constitue la manière la plus simple de décrire mathématiquement un comportement périodique. Les développements effectués ici sont ainsi valables aussi bien pour les cycles de variations thermiques quotidiennes qu'annuel-

Copyrighted material







You have either reached a page that is unavailable for viewing or reached your viewing limit for this book.

CHAPITRE 6

DYNAMIQUE DE LA STRUCTURE

6.1 INTRODUCTION

Contrairement aux phénomènes de transfert de masse ou d'énergie décrits dans les chapitres précédents, l'évolution de la composition et de l'organisation de la phase solide constitue globalement un processus de longue, voire très longue durée, et relève de ce fait davantage de l'approche pédologique. Cependant, certains phénomènes particuliers peuvent entraîner à bref délai une modification de la structure du sol susceptible de se répercuter sur les écoulements d'eau et d'air, ainsi que sur divers aspects essentiels du métabolisme des végétaux, tels que la germination, la levée des plants ou le développement racinaire. Il semble dès lors souhaitable de les inclure parmi les processus dits rapides dont traite la physique du sol, ce d'autant plus qu'ils sont fortement influencés par l'état hydrique du milieu. L'actualité des problèmes qu'ils suscitent (érosion et imperméabilisation des surfaces notamment) et leur importance dans le contexte des aménagements hydro-agricoles témoignent par ailleurs de l'intérêt que possède leur étude.

La déstructuration d'un sol à brève échéance peut résulter soit de sa *dynamique naturelle*, lorsque des conditions particulières sont réunies, soit d'*interventions humaines*. Comme la dynamique naturelle de la structure du sol constitue le cadre général dans lequel viennent s'insérer les perturbations provoquées par les activités humaines, l'appréciation du phénomène de déstructuration passe dans un premier temps par la description des mécanismes impliqués dans l'évolution structurale naturelle, dans la mesure où ils sont connus.

Les modifications de la structure du sol engendrées par l'exploitation agricole proviennent essentiellement des efforts *appliqués en surface* par la circulation du bétail et des engins agricoles, ainsi que des efforts *induits dans le sol* par divers travaux, de labour notamment. La distribution de ces efforts dans le sol entraîne l'apparition de *surcontraintes* qui provoquent des déformations mécaniques, dont l'effet se caractérise généralement par une *réorganisation* des éléments structuraux, associée à une *perte de porosité*.

L'assainissement des terres par *drainage souterrain* constitue un cas particulier d'intervention humaine, en ce sens que cette modification artificielle et durable des conditions d'équilibre du milieu provoque l'initiation d'une dynamique naturelle, qui tend progressivement vers un nouvel équilibre. Les mécanismes intervenant dans cette évolution sont multiples et leurs effets particulièrement spectaculaires dans le cas des sols

Copyrighted material







actions déstructurantes auxquelles ils peuvent être soumis. C'est pour donner à ce concept une valeur plus étendue, permettant la comparaison de divers types de sol, qu'il a été défini par la résistance d'un sol aux actions déstructurantes des agents climatiques uniquement. En effet, la relative homogénéité spatiale de ces facteurs assure une certaine représentativité de leurs effets. Ils présentent en outre l'avantage de pouvoir être intégrés de manière relativement aisée à une analyse de laboratoire.

Comme la stabilité structurale ne constitue pas une grandeur physique, elle n'est pas mesurable et ne peut être évaluée de manière *absolue*. Toutefois, diverses méthodes permettant une appréciation *relative* de ce paramètre, et ainsi une comparaison des divers sols entre eux, ont été élaborées. Ces méthodes constituent en fait des *tests de résistance* conduisant à une classer les sols selon leur réaction à une action définie. Il est possible de les distinguer en deux groupes, selon qu'ils portent sur l'étude de l'évolution d'un paramètre caractérisant la structure (porosité, vitesse de filtration ou cohésion) ou sur l'étude de l'état d'agrégation, déterminé selon diverses techniques de type granulométrique.

Dans le premier groupe figurent notamment l'analyse des modifications de la courbe porosimétrique d'un échantillon de sol provoquées par une série de dessiccations et d'humectations, la détermination du nombre de gouttes d'eau de taille donnée nécessaire à la destruction d'agrégats de volume défini, ou des mesures de vitesse de filtration (au sens de Darcy), portant soit sur l'évolution de ce paramètre au cours du temps, soit sur les comportements respectifs de divers liquides dans un même sol. Les tests de type granulométrique comportent toutes sortes de variantes, selon la méthode de tamisage retenue (diamètres critiques, appareillage, durée d'agitation préalable) et les éventuels prétraitements auxquels sont soumis les échantillons.

Si ces divers tests mettent en évidence des comportements divergents selon les échantillons, ils ne le font généralement que par référence à une seule forme d'action déstructurante. Or la stabilité structurale d'un sol est censée exprimer sa résistance moyenne à une gamme assez large d'actions déstructurantes, si bien que la portée des classifications établies sur la base de ces tests s'avère plutôt limitée. C'est pour cette raison que *Hénin & Monnier* (1958) ont été amenés à élaborer un test qui tente de rendre compte de manière globale des influences simultanées des principaux facteurs de déstructuration.

L'appréciation de la stabilité structurale des sols par la méthode de Hénin repose sur une série d'essais réalisés selon un protocole très précis, comportant des analyses de type granulométrique, dont les résultats permettent la détermination d'un *indice d'instabilité structurale* désigné par I_S, et une mesure de la *vitesse de filtration*, désignée par K_H, effectuée dans des conditions standardisées. L'indice d'instabilité structurale de Hénin est par définition proportionnel à la sensibilité du sol aux phénomènes d'*éclatement* d'une part et de *gonflement-dispersion* de l'autre, et s'exprime par la relation suivante :

$$I_S = \frac{Fraction \quad \varnothing < 0.02\ mm \quad (max)}{\dfrac{Ag_A + Ag_B + Ag_E}{3} - 0.9\,Sg}$$

Copyrighted material



You have either reached a page that is unavailable for viewing or reached your viewing limit for this book.







Ces premières considérations montrent que, la limite de liquidité n'étant dépassée que très rarement et de manière ponctuelle, la sensibilité d'un sol aux déformations est maximale dans le domaine plastique. L'étendue de ce domaine est définie par l'*indice de plasticité*, soit la différence entre les limites de liquidité et de plasticité. Celles-ci augmentent notamment avec les teneurs en argile et en matière organique. Les sols les plus sensibles aux déformations sont ainsi ceux qui se trouvent souvent à l'état plastique, c'est-à-dire ceux dont la teneur en eau à *capacité de rétention* est supérieure à la limite de plasticité et qui de ce fait conservent une consistance plastique même après l'élimination de l'eau gravitaire.

Principes de déformation

Les principes dont relève la déformation des corps dépendent de leur consistance. Toutefois, lorsque des contraintes croissantes leur sont appliquées, l'annihilation d'une partie des forces de cohésion peut induire une modification du mode de déformation. C'est la raison pour laquelle une distinction est faite entre les corps dont le comportement, dit *simple*, relève d'un mode de déformation *unique*, de ceux dont le comportement fait intervenir simultanément ou successivement plusieurs formes de comportements simples.

Aux deux extrêmes du comportement rhéologique se trouvent d'une part le *solide indéformable*, dit d'*Euclide*, et de l'autre le *fluide parfait*, dit de *Pascal*. Dans le premier cas la *déformation relative* ε est nulle quelle que soit la contrainte de compression σ, alors que dans le second la déformation se produit même lorsque cette contrainte est nulle. Leurs équations rhéologiques peuvent donc s'écrire respectivement comme suit :

$$\varepsilon = 0 \ , \quad \forall \sigma \qquad \text{et} \qquad \sigma = 0 \ , \quad \forall \varepsilon$$

Les comportements de tous les corps réels se situent entre ces extrêmes. Ainsi pour les états liquides et semi-liquides, les déformations sont décrites par les lois d'écoulement des fluides *newtoniens* et *non-newtoniens* respectivement. Dans le premier cas, la *vitesse de déformation* est égale au produit de la viscosité dynamique η et de la contrainte de compression σ, soit :

$$\frac{d\varepsilon}{dt} = \eta \, \sigma$$

alors que dans le second elle est proportionnelle à une fonction de la contrainte de compression, soit :

$$\frac{d\varepsilon}{dt} = f(\sigma)$$

A l'état plastique, l'écoulement du corps, soit sa déformation irréversible, ne se produit que lorsqu'une contrainte seuil σ_0 a été dépassée. La *vitesse de déformation* s'exprime dès lors comme le produit de la surcontrainte nécessaire à surmonter la cohésion du corps et à initier l'écoulement et d'un *coefficient de plasticité* β, selon la *loi de Bingham*, soit :

Copyrighted material







viscosité existant entre l'eau et l'air. Il s'ensuit que la consolidation ne se produit que sous l'effet de charges *permanentes* qui n'apparaissent pas dans le présent contexte.

Faute de mieux, l'évaluation des tassements est en général effectuée sur la base des contraintes estimées à l'aide de la loi décrivant les déformations élastiques (Hooke). Cette manière de procéder implique un degré d'approximation variable et d'autant plus élevé que le comportement du milieu s'éloigne de l'élasticité ou que les contraintes sont proches du seuil de rupture. Le module d'élasticité d'une argile est de l'ordre de $2 \cdot 10^{-5}$ à $2 \cdot 10^{-7}$ Pa, alors que celui d'un sable est de $2 \cdot 10^{-8}$ Pa.

La distribution latérale des contraintes de compression confère aux tassements une répartition particulière. Les tassements maximums ne se manifestent en effet pas immédiatement sous le point d'application de la charge, mais à une profondeur légèrement supérieure. Ce phénomène, illustré par la figure 6.10 est connu sous le nom d'*effet de voûte*.

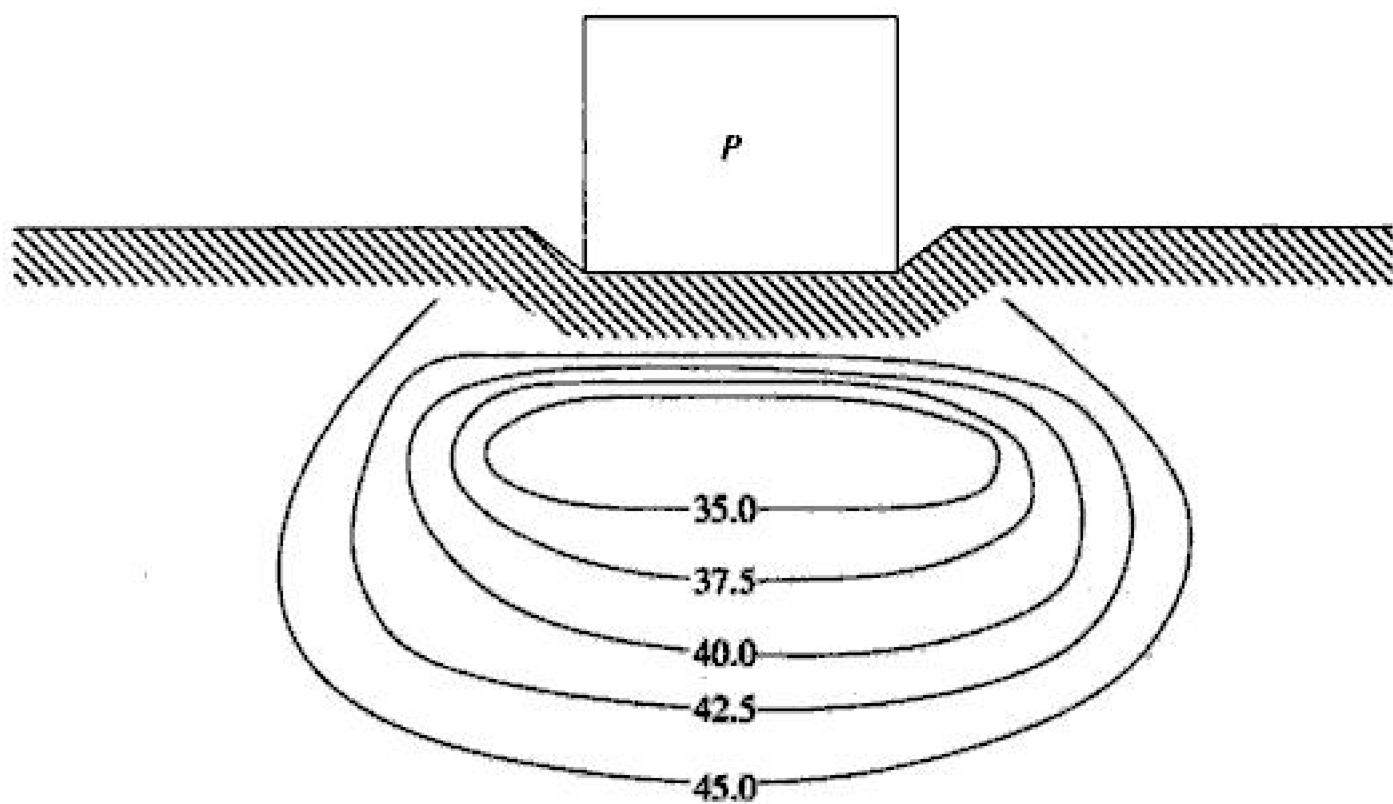


FIG. 6.10 Effet de voûte, courbes d'égale porosité

Déstructuration due aux tassements

La déstructuration du sol induite par les tassements provient essentiellement de déformations de nature plastique et de la fissuration provoquée par la rupture de certains éléments structuraux. Ces processus affectent particulièrement la porosité dite *structurale*, soit l'ensemble des vides existant entre les agrégats, et très peu la porosité dite *texturale*, soit la microporosité interne de ces agrégats. Il s'ensuit que les pores de grande taille disparaissent presque totalement. De surcroît, comme l'essentiel des contraintes se manifeste dans le sens vertical, le tassement correspond dans une certaine mesure à une «horizontalisation» des particules de sol qui se répercute sur les caractéristiques morphologiques des pores. Ceux-ci s'allongent en effet et prennent une orientation parallèle à la surface du sol. Ces modifications de l'espace poral peuvent affecter fortement les

Copyrighted material







végétaux est ainsi constitué par les trois phases d'un cycle nutritif qui voit de l'énergie être assimilée par l'élaboration de substances organiques (photosynthèse), puis transportée et stockée dans tout l'organisme, et finalement réutilisée lors des diverses autres phases du métabolisme, notamment la synthèse de molécules organiques, telles qu'enzymes et protéines, dans lesquelles interviennent alors les cycles d'assimilation des sels minéraux.

La photosynthèse

La *photosynthèse* est un processus de conversion d'énergie *radiative* en énergie *chimique*, transportable et réutilisable. Elle repose sur la transformation d'oxydes de carbone et d'hydrogène, à faible énergie potentielle chimique, en *hydrates de carbone*, à énergie potentielle chimique élevée, selon la formulation suivante, où h est la constante de Planck et ν la fréquence du rayonnement :



$$6\,CO_2 + 6\ H_2O + h\,\nu \quad \Rightarrow \quad C_6H_{12}O_6 + 6\ O_2$$

Cette formulation, en apparence simple, dissimule un ensemble complexe de réactions chimiques et photochimiques isolées, dont certains aspects sont encore actuellement peu clairs, notamment en ce qui concerne les produits intermédiaires ou les mécanismes de catalyse enzymatique et de transfert d'énergie.

Le principe de la conversion de l'énergie radiative en énergie chimique lors de la photosynthèse peut être décrit comme suit. L'énergie radiative est d'abord absorbée par divers pigments, dont les principaux sont les *chlorophylles*, ce qui provoque leur excitation. Le spectre d'absorption de la chlorophylle~a, la forme la plus courante, montre que ce sont surtout les rayonnements dans les bandes du bleu et du rouge qui sont absorbés, le vert situé entre ces deux couleurs ne l'étant que faiblement.

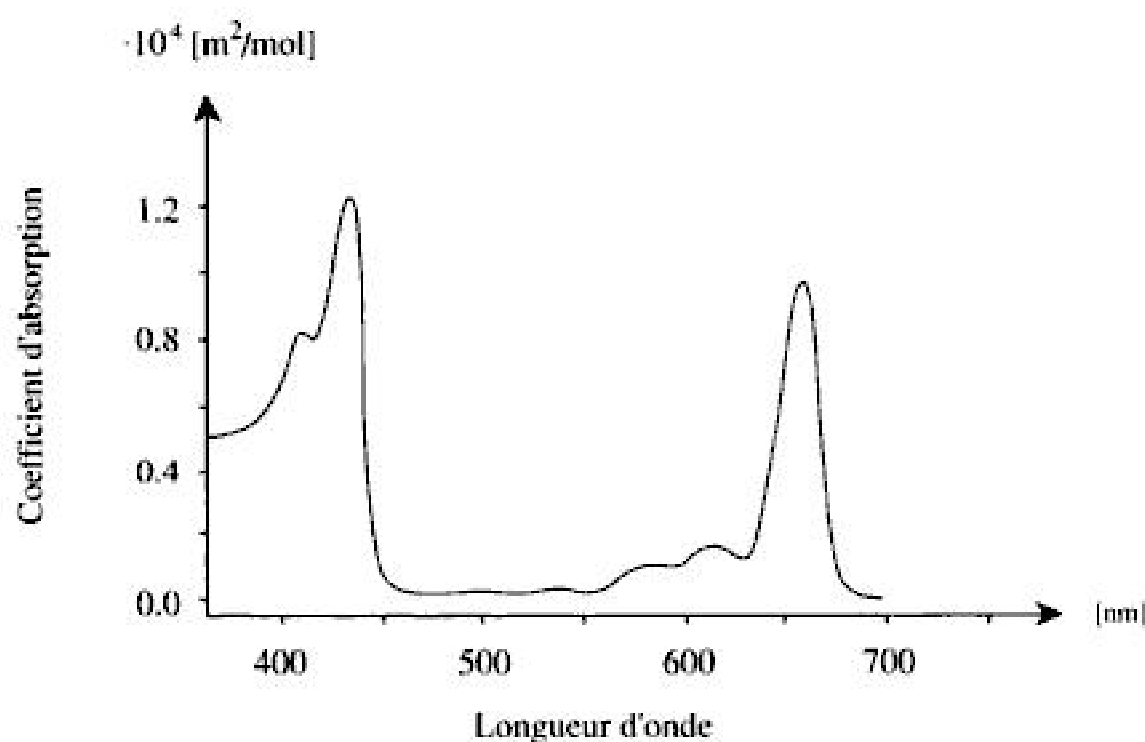


FIG. 7.1 Spectre d'absorption de la chlorophylle~a

L'énergie d'excitation est alors transmise par *résonance* ou, sous forme radiative, par *fluorescence*, vers une forme particulière de chlorophylle~a, possédant des niveaux énergétiques d'excitation inférieurs à la normale, d'où elle ne peut être restituée. Le nombre de ces *pièges chlorophylliens* étant limité (~ 0.3 % de la *Chl~a*), la plupart des

Copyrighted material







l'*ancrage au sol*, dont dépend la résistance au renversement par le vent, varie grandement selon la profondeur d'enracinement et la résistance mécanique des racines. L'*absorption de sels minéraux* et d'eau par les plantes s'effectue presque exclusivement par leurs systèmes racinaires. L'*absorption d'eau* par la partie aérienne (rosée) ne peut éventuellement devenir significative que dans un contexte de survie ou pour des espèces ayant développé des organes spécifiques à cet effet (feuilles-réservoir). Le *stockage* de grandes quantités de substances nutritives dans les racines, particulièrement dans les espèces bisannuelles et vivaces joue un rôle important lors du redémarrage printanier (betteraves, carottes,...). Finalement le système racinaire et la microfaune qui lui est associée exercent des activités de *synthèse* très importantes, telles que la conversion d'azote inorganique en azote organique assimilable. Il semble d'ailleurs que la croissance réduite de la plante lorsque les racines se trouvent dans des conditions défavorables puisse provenir des interférences qu'elles exercent sur les fonctions de synthèse aussi bien que sur l'absorption elle-même.

Le système caulinaire

Le *système caulinaire* des végétaux présente une grande diversité morphologique résultant essentiellement du mode de ramification et de croissance de la *tige*. Celle-ci est généralement constituée d'un axe vertical terminé par un *point végétatif*, siège de la croissance. Sur cet axe se trouvent des points végétatifs secondaires susceptibles de poursuivre également leur croissance. Lorsque la croissance de l'axe principal est plus forte que celle des branches secondaires, l'organisme présente une structure *pyramidale* (conifères), et dans le cas contraire une structure dite *sympodique* ou *en cyme* (cerisier, *prunus*). La ramification de la tige est relativement réduite chez les végétaux non-ligneux (herbacées et arbrisseaux) alors qu'elle atteint son développement maximal chez les espèces ligneuses (buissons et arbres). Les *feuilles* sont des excroissances latérales de la tige, à laquelle elles se rattachent par les points d'insertion que sont les noeuds secondaires, selon un mode de disposition variant avec les espèces. Une feuille comporte trois parties distinctes, à savoir le *limbe*, soit le corps de la feuille, le *pétiole* qui porte ce dernier et le rattache à la tige, et enfin la *gaine* qui entoure le point d'attache (fig. 7.3).

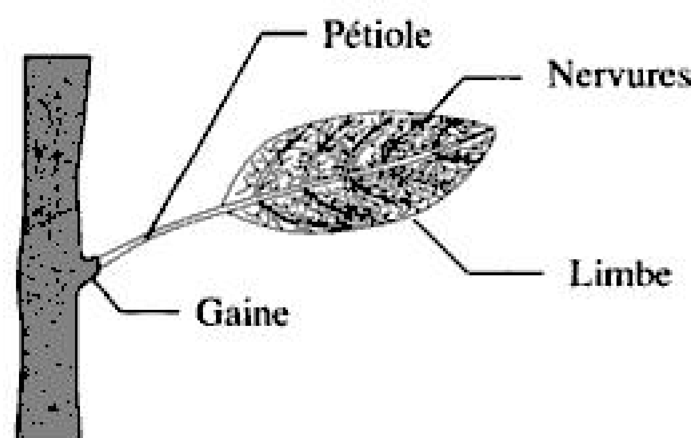


FIG. 7.3 Organisation de la feuille

Sur la plan physiologique, les deux organes constituant le système caulinaire sont relativement différenciés. Bien que dans ses parties vertes la tige soit capable de photosynthèse, ses fonctions essentielles consistent à fournir une charpente à la partie

Copyrighted material







Les membranes

Les *membranes* constituent l'élément clé du comportement hydrique de la cellule. Leurs perméabilités inférieures à celles des milieux qu'elles séparent en font des *barrières de diffusion*, dont le comportement, différencié selon les substances, permet aux cellules végétales de maintenir des combinaisons et des concentrations de solutés passablement différentes de celles existant dans leur environnement.

La structure fondamentale de ces membranes repose sur une double couche de molécules lipides, dont les *pôles hydrophobes* sont dirigés les uns vers les autres et les *pôles hydrophiles*, entourés d'une enveloppe hydratée, vers l'extérieur. Les deux faces externes de cette double couche sont recouvertes d'incrustations de protéines fibreuses, également hydratées. Elles renferment, outre leurs constituants propres, des molécules organiques aux fonctions spécifiques, telles que des enzymes, impliquées dans les processus métaboliques conduisant à l'élaboration des parois cellulaires ou dans les mécanismes de transport actif.

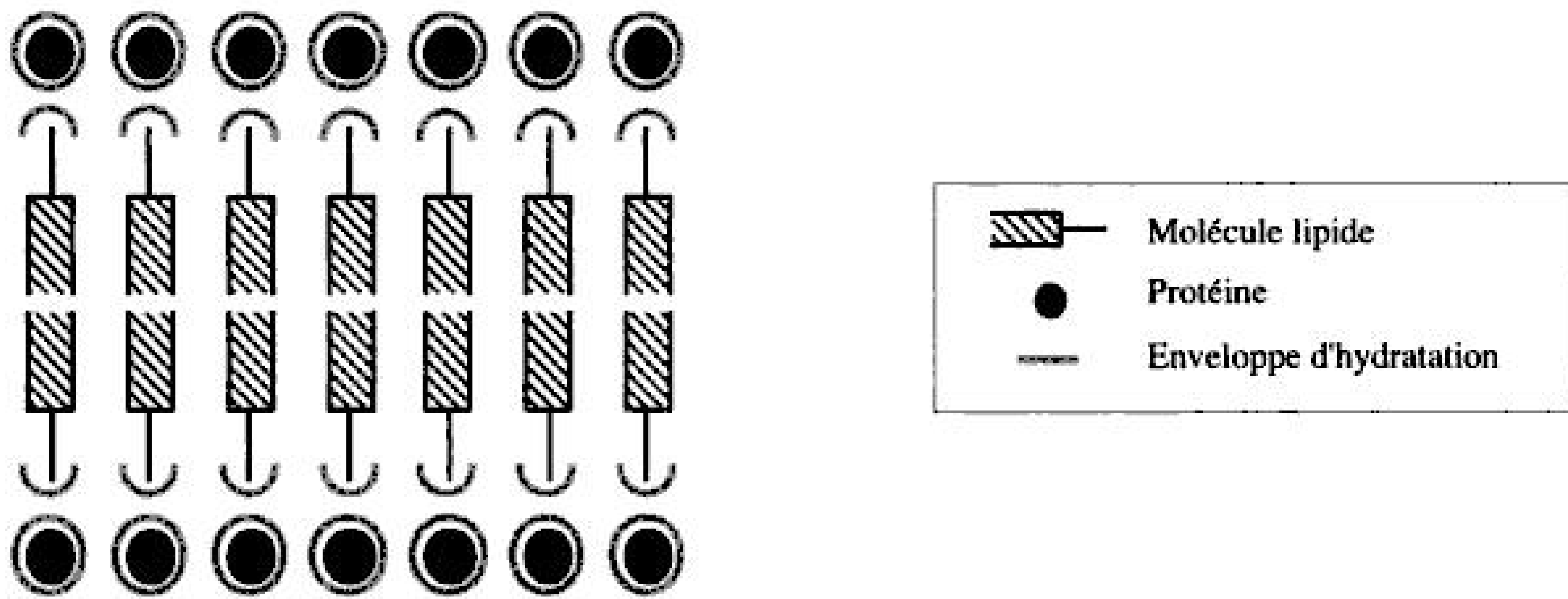


FIG.7.6 Structure simplifiée d'une membrane biologique semi-perméable

Le comportement des membranes relève simultanément du *tamis moléculaire* et d'un principe de *sélectivité*. La notion de tamis et de pore qui lui est associée doit toutefois être considérée avec prudence, en ce sens qu'il s'agit d'une structure non-permanente, créée par le passage d'une molécule dont l'énergie cinétique est suffisamment importante pour surmonter les forces de Van der Wall, liant les molécules lipides adjacentes. La sélectivité des membranes se manifeste par une perméabilité différenciée selon les espèces moléculaires. Cette perméabilité dépend notamment de la taille de la molécule, de sa solubilité lipoïdique et de sa charge électrique. De manière générale, la perméabilité à l'égard de l'eau est relativement élevée, alors qu'elle diminue sensiblement pour les sels dissous.

7.3.2 Comportement hydrique de la cellule végétale

Etat énergétique de l'eau cellulaire

Le comportement hydrique d'une cellule végétale se caractérise par les échanges d'eau qui se produisent entre les divers éléments dont elle est constituée. Ces échanges se produisent par diffusion au travers des membranes semi-perméables de la cellule, sous l'effet d'un gradient de potentiel total. La présence de membranes et les différences de

Copyrighted material







parois cellulaires externes.

La principale *zone d'absorption* de la racine est située entre la zone de croissance, exempte de tissus vasculaires et où les cellules ne sont encore que très faiblement vacuolées, et la zone de subérisation, qui voit la perméabilité globale de la racine diminuer rapidement. Une coupe transversale de cette zone de différenciation et d'absorption fait apparaître une structure cellulaire caractéristique (fig. 7.11).

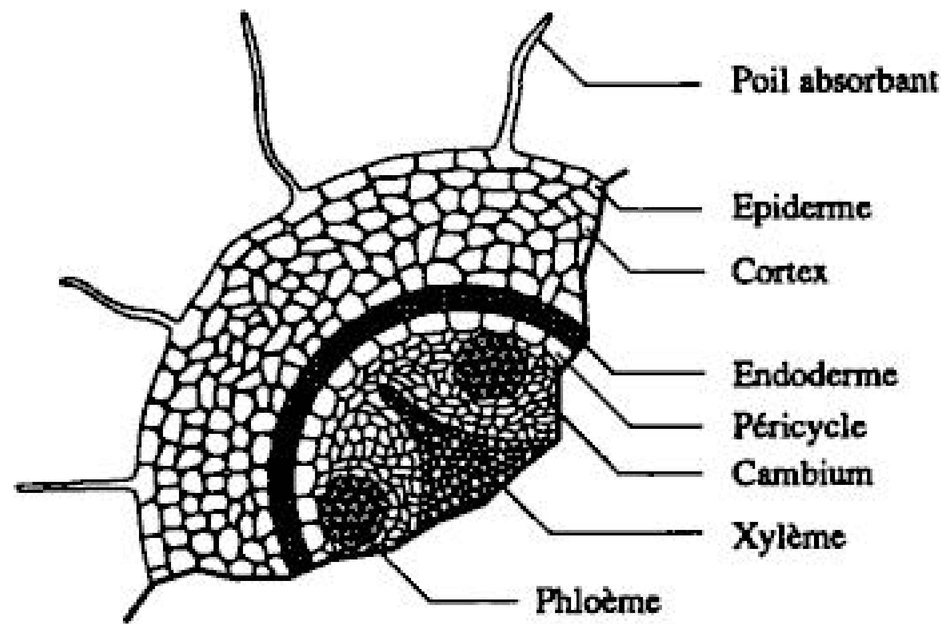


FIG. 7.11 Coupe transversale de la racine dans la zone de différentiation

La couche de cellules externes parfois légèrement cutinisées constituant l'*épiderme* enveloppe une série de couches cellulaires formant le *cortex*. Le mode d'assemblage relativement souple des cellules de ce tissu permet le développement d'un réseau d'espaces intercellulaires, qui facilite notamment la diffusion de l'O_2 et du CO_2. Le cortex débouche sur l'*endoderme*, tissu constitué d'une seule couche de cellules, dont les parois transversales sont imprégnées d'un matériel cireux, formant une structure continue, les *traînées de Caspar*. A l'intérieur de l'endoderme se trouve le *péricycle*, dont les cellules peuvent se diviser, en dessus de la zone d'absorption, pour former des racines secondaires. Le péricycle entoure les tissus centraux de la racine, où se logent les terminaisons du système vasculaire, qui se présentent généralement sous la forme d'une série de canalicules, ceux du *phloème* étant situés à la périphérie de la racine et ceux du *xylème* en son centre. Les tissus vasculaires sont entourés de *cambium*, tissu constitué de cellules qui, par division et différentiation, produisent du xylème vers l'axe de la racine et du phloème vers sa périphérie.

Le transfert de l'eau de la surface de la racine aux terminaisons du xylème situées en son centre peut s'effectuer soit en longeant les parois cellulaires, soit en traversant les cellules, les parts respectives de ces cheminements dans le flux global étant inversement proportionnelles aux résistances rencontrées. Comme la présence de membranes augmente la résistance au transferts d'eau, la circulation de l'eau s'effectue en général plus aisément dans les parois cellulaires, ce en dépit de la présence de plasmadesmes facilitant le passage d'une cellule à l'autre.

Dans les parois des cellules de l'épiderme toutefois, les dépôts ligneux et lipides augmentent la résistance à l'écoulement dans une mesure telle que les transferts d'eau s'effectuent essentiellement au travers des cellules. Par contre, dans le cortex, comme la

Copyrighted material









CHAPITRE 8

BILAN HYDRIQUE

8.1 INTRODUCTION

Les diverses étapes du cycle de l'eau constituent un aspect fondamental du système sol-plante-atmosphère, notamment parce qu'elles exercent une influence considérable sur les processus de croissance des végétaux, à tous les stades de leur développement. De par ses caractéristiques spécifiques, la phase liquide du sol exerce en outre un effet tampon sur divers processus de transfert et d'emmagasinement, tels que les échanges thermiques, les échanges gazeux et les échanges de substances en solution, si bien qu'elle apparaît comme le principal *régulateur* des conditions physico-chimiques régnant dans le milieu.

L'eau, en tant que facteur déterminant du développement de la végétation, se distingue par ses *fonctions métaboliques* et par son rôle dans la *régulation thermique* de la plante. Ce développement est ainsi conditionné par la disponibilité de l'eau dans le sol, fruit des échanges hydriques dans l'ensemble du système sol-plante-atmosphère, de l'évolution de sa distribution dans le sol et de ses migrations en profondeur.

L'analyse du *cycle de l'eau* repose sur l'appréciation quantitative, dans le cadre d'un bilan, des termes impliqués dans les échanges entre les diverses composantes du système. Les particularités de ces échanges présentent un intérêt qui ne se limite pas à la *science du sol*, mais s'étend à l'*hydrologie* et à l'*hydrogéologie*, par leur influence sur le ruissellement des eaux superficielles et le comportement des nappes souterraines.

Un bilan est déterminé par des limites *spatiales* et *temporelles*. Ainsi, le *bilan hydrique* peut porter aussi bien sur un simple échantillon de sol que sur l'ensemble d'un bassin versant, sur une durée infime comme sur une période d'une année ou plus. Le choix de ces limites dépend bien entendu des objectifs qui sous-tendent l'établissement du bilan.

Dans la mesure où le cycle de l'eau met en jeu des processus requérant de l'énergie, tels que l'évaporation, le *bilan hydrique* est intimement lié au *bilan énergétique*. La teneur en eau du sol affecte en effet la manière dont le flux d'énergie atteignant sa surface est réparti et utilisé, alors que ce flux influence lui-même l'état et les mouvements de l'eau. L'étude du cycle de l'eau implique ainsi le recours simultané aux principes de conservation de la matière et de l'énergie.

Dans le contexte de l'écologie végétale ou de la production agricole, le bilan hydrique vise principalement à déterminer les échanges entre l'*atmosphère* et le *système sol-végétation* dans le but notamment d'évaluer les fluctuations des *réserves d'eau*

Copyrighted material







Si l'on considère que la distance sur laquelle agit la différence de pression, soit dz, tend respectivement vers 0 et vers l'infini avec le temps, il apparaît que les paramètres décrivant le processus admettent les limites suivantes :

$$\lim_{t \to 0} i(t) = \infty \qquad \lim_{t \to \infty} i(t) = K_S$$

$$\lim_{t \to 0} I(t) = 0 \qquad \lim_{t \to \infty} I(t) = \infty$$

La *capacité d'infiltration* d'un sol décroît très rapidement durant les premiers instants de l'infiltration. Par la suite, le taux de décroissance diminue et elle tend asymptotiquement vers un régime constant appelé *infiltrabilité finale* ou *infiltrabilité permanente*. Cette décroissance est due avant tout à la diminution inéluctable du gradient de pression moyen, conséquence de l'augmentation de la distance sur laquelle se répartit la différence globale de charge hydraulique. Elle peut être encore renforcée par des facteurs secondaires provoquant l'augmentation de la résistance à l'écoulement, tels qu'une dégradation graduelle de la structure du sol qui entraîne, par la migration de particules, un *colmatage partiel* du système poral et la formation d'une croûte dense en surface. Le foisonnement de l'argile et l'emprisonnement de bulles d'air peuvent également contribuer à ce processus.

Le fait que la capacité d'infiltration tende vers l'infini lorsque t tend vers 0 ne possède qu'une signification théorique, dans la mesure où cette valeur correspond à une variation de pression instantanée. En réalité, au début du processus, le régime d'infiltration est toujours inférieur à cette valeur et correspond au régime d'alimentation. Le laps de temps nécessaire pour atteindre la capacité d'infiltration est variable. Il est d'autant plus long que le sol est sec et que le régime d'alimentation est voisin de la conductivité hydraulique à saturation K_S (fig. 8.4). La détermination du *seuil de submersion*, qui correspond par ailleurs au début du *ruissellement*, constitue un aspect particulièrement intéressant du processus d'infiltration. La prise en compte de ce décalage dans le temps peut influencer considérablement la détermination de la lame de ruissellement provoquée par une averse.

Infiltration horizontale et verticale

L'examen de l'équation générale des écoulements montre que si la capacité d'infiltration en *écoulement vertical* tend asymptotiquement vers la conductivité hydraulique à saturation, tel n'est pas le cas de l'*écoulement horizontal*. En effet, le terme de gravité est alors absent et la capacité d'infiltration tend vers 0. Par ailleurs, si le régime d'alimentation est inférieur à la capacité d'infiltration, le régime d'infiltration final correspondra dans le cas vertical à la conductivité hydraulique non saturée $K(\theta)$ déterminée par la teneur en eau de la zone de transmission, et à 0 dans le cas horizontal.

L'équation générale des écoulements en milieu non saturé montre que lorsque l'infiltration se produit dans un sol sec, le terme diffusif est initialement beaucoup plus important que le terme gravitaire, cette différence s'estompant progressivement avec la propagation du front d'humectation. Les capacités d'infiltration en écoulement horizontal

Copyrighted material







l'équation générale des écoulements non saturés proposée par *Philip*, peut être exprimée, lorsque les hypothèses de *Green & Ampt* sont applicables, de la manière suivante:

$$I(t) = (\theta_o - \theta_i)\, x_f(t) = s\sqrt{t} \qquad \text{d'où} \quad s = \sqrt{2K\,(h_o - h_f)\,(\theta_o - \theta_i)}$$

Les équations de l'infiltration horizontale prennent alors la forme :

$$i(t) = \frac{1}{2}\frac{s}{\sqrt{t}} \qquad\qquad I(t) = s\sqrt{t}$$

Ainsi, l'infiltrabilité varie de manière inversement proportionnelle à la racine du temps alors que la profondeur du front et la lame d'infiltration lui sont directement proportionnelles.

- Dans le cas de l'infiltration *verticale*, la séparation des variables donne :

$$\left(\frac{z_f(t)}{h_o - h_f - z_f(t)}\right) \partial z_f(t) = \frac{-K}{(\theta_o - \theta_i)}\, \partial t$$

Soit, après intégration :

$$z_f(t) + (h_o - h_f)\, \ln\left(1 - \frac{z_f(t)}{h_o - h_f}\right) = \frac{K}{(\theta_o - \theta_i)}\, t$$

Lorsque t augmente, le second terme du membre de gauche devient petit et cette expression peut être approchée par :

$$z_f(t) \approx \frac{K\,t}{(\theta_o - \theta_i)} + \varepsilon$$

où ε peut être considéré comme une constante. Les équations de l'infiltration verticale s'écrivent alors, pour des valeurs de t élevées :

$$i(t) \approx -K \qquad\qquad I(t) \approx -K\,t + \varepsilon$$

Lorsque l'eau se déplace dans un sol sec, le *front d'humidification* représente une limite mobile relativement distincte séparant les parties mouillées et sèches du sol. La pente du front d'humidification diminue avec la différence entre la diffusivité du sol mouillé et celle du sol sec à l'aval du front. Ainsi, plus la différence d'humidité est importante et plus le front sera marqué. Par ailleurs, la décroissance de la relation $D(\theta)$ avec la diminution de teneur en eau est plus accentuée dans le cas d'un sol à texture grossière que dans celui d'un sol à texture fine. C'est pour ces deux raisons que la méthode de *Green & Ampt* s'avère surtout satisfaisante dans les cas d'infiltration dans un sol *sec*, de texture *grossière*.

Copyrighted material







En admettant que la courbe de conductivité hydraulique du sol puisse être décrite par la loi de *Brooks & Corey*, soit :

$$K(\theta) = K_S (\theta^*)^n = K_S \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_S - \theta_r} \right)^n$$

où θ^* représente la *teneur en eau normalisée*, et pour autant que la teneur en eau initiale θ_i corresponde à la teneur en eau résiduelle θ_r, l'expression précédente devient:

$$K_S \left[\theta^*(t)\right]^n + \frac{I}{\theta^*(t)} \frac{\partial \theta^*(t)}{\partial t} = 0$$

Après séparation des variables, l'intégration permet d'obtenir la loi de variation de la teneur en eau dans la zone supérieure du sol au cours du temps :

$$\left[\theta^*(t)\right]^{-n-1} \partial\theta^*(t) = -\frac{K_S}{I} \partial t$$

et

$$\theta^*(t) = \frac{1}{\sqrt[n]{\left(\theta_0^*\right)^{-n} + \frac{n K_S t}{I}}}$$

De cette expression, on tire sans difficulté les lois de comportement décrivant l'évolution du flux vertical et la progression du front au cours du temps, soit :

$$q(z_1,t) = K\left(\theta(t)\right) = K_S \left[\theta^*(t)\right]^n = \frac{K_S}{\left(\theta_0^*\right)^{-n} + \frac{n K_S t}{I}}$$

$$z_f(t) = \frac{-I}{\theta(t) - \theta_r} = \frac{-I}{\theta^*(t)\left(\theta_S - \theta_r\right)} = \frac{-I}{\left(\theta_S - \theta_r\right)} \sqrt[n]{\left(\theta_0^*\right)^{-n} + \frac{n K_S t}{I}}$$

8.4 L'ÉVAPOTRANSPIRATION

8.4.1 Principes de l'évapotranspiration

Généralités

Les transferts d'eau du système *sol-végétation* à l'*atmosphère* peuvent s'effectuer selon deux canaux, soit par évaporation directe de l'eau du sol, soit par évaporation de

Copyrighted material







TABLEAU 8.15 Valeurs du rayonnement extra-terrestre R_a
exprimé en mm/j selon des données de la FAO (1 mm/j = 58.8 cal/cm^{2}j)

Lat. N	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Dec
50 °	3.8	6.1	9.4	12.7	15.8	17.1	16.4	14.1	10.9	7.4	4.5	3.2
48 °	4.3	6.6	9.8	13.0	15.9	17.2	16.5	14.3	11.2	7.8	5.0	3.7
46 °	4.9	7.1	10.2	13.3	16.0	17.2	16.6	14.5	11.5	8.3	5.5	4.3
44 °	5.3	7.6	10.6	13.7	16.1	17.2	16.6	14.7	11.9	8.7	6.0	4.7
42 °	5.9	8.1	11.0	14.0	16.2	17.3	16.7	15.0	12.2	9.1	6.5	5.2
40 °	6.4	8.6	11.4	14.3	16.4	17.3	16.7	15.2	12.5	9.6	7.0	5.7
38 °	6.9	9.0	11.8	14.5	16.4	17.2	16.7	15.3	12.8	10.0	7.5	6.1
36 °	7.4	9.4	12.1	14.7	16.4	17.2	16.7	15.4	13.1	10.6	8.0	6.6
34 °	7.9	9.8	12.4	14.8	16.5	17.1	16.8	15.5	13.4	10.8	8.3	7.2
32 °	8.3	10.2	12.8	15.0	16.5	17.0	16.8	15.6	13.6	11.2	9.0	7.8
30 °	8.8	10.7	13.1	15.2	16.5	17.0	16.8	15.7	13.9	11.6	9.5	8.3
28 °	9.3	11.7	13.4	15.3	16.5	16.8	16.7	15.7	14.1	12.0	9.9	8.8
26 °	9.8	11.5	13.7	15.3	16.4	16.7	16.6	15.7	14.3	12.3	10.3	9.3
24 °	10.2	11.9	13.9	15.4	16.4	16.6	16.5	15.8	14.5	12.6	10.7	9.7
22 °	10.7	12.3	14.2	15.5	16.3	16.4	16.4	15.8	14.6	13.0	11.1	10.2
20 °	11.2	12.7	14.4	15.6	16.3	16.4	16.3	15.9	14.9	13.3	11.6	10.7
18 °	11.6	13.0	14.6	15.6	16.1	16.1	16.1	15.8	14.9	13.6	12.0	11.1
16 °	12.0	13.3	14.7	15.6	16.0	15.9	15.9	15.7	15.0	13.9	12.4	11.6
14 °	12.4	13.6	14.9	15.7	15.8	15.7	15.7	15.7	15.1	14.1	12.8	12.0
12 °	12.8	13.9	15.1	15.7	15.7	15.5	15.5	15.6	15.2	14.4	13.3	12.5
10 °	13.2	14.2	15.3	15.7	15.5	15.3	15.3	15.5	15.3	14.7	13.6	12.9
8 °	13.6	14.5	15.3	15.6	15.3	15.0	15.1	15.4	15.3	14.8	13.9	13.3
6 °	13.9	14.7	15.4	15.4	15.1	14.7	14.9	15.2	15.3	15.0	14.2	13.7
4 °	14.3	15.0	15.5	15.5	14.9	14.4	14.6	15.1	15.3	15.1	14.5	14.1
2 °	14.7	15.3	15.6	15.3	14.6	14.2	14.3	14.9	15.3	15.3	14.8	14.4
0 °	15.0	15.5	15.7	15.3	14.4	13.9	14.1	14.8	15.3	15.4	15.1	14.8
2 °	15.3	15.7	15.7	15.1	14.1	13.5	13.7	14.5	15.2	15.5	15.3	15.1
4 °	15.5	15.8	15.6	14.9	13.8	13.2	13.4	14.3	15.1	15.6	15.5	15.4
6 °	15.8	16.0	15.6	14.7	13.4	12.8	13.1	14.0	15.0	15.7	15.8	15.7
8 °	16.1	16.1	15.5	14.4	13.1	12.4	12.7	13.7	14.9	15.8	16.0	16.0
10 °	16.4	16.3	15.5	14.2	12.8	12.0	12.4	13.5	14.8	15.9	16.2	16.2
12 °	16.6	16.3	15.4	14.0	12.5	11.6	12.0	13.2	14.7	15.8	16.4	16.5
14 °	16.7	16.4	15.3	13.7	12.1	11.2	11.6	12.9	14.5	15.8	16.5	16.6
16 °	16.9	16.4	15.2	13.5	11.7	10.8	11.2	12.6	14.3	15.8	16.7	16.8
18 °	17.1	16.5	15.1	13.2	11.4	10.4	10.8	12.3	14.1	15.8	16.8	17.1
20 °	17.3	16.5	15.0	13.0	11.0	10.0	10.4	12.0	13.9	15.8	17.0	17.4
22 °	17.4	16.5	14.8	12.6	10.6	9.6	10.0	11.6	13.7	15.7	17.0	17.5
24 °	17.5	16.5	14.6	12.3	10.2	9.1	9.5	11.2	13.4	15.6	17.1	17.7
26 °	17.6	16.4	14.4	12.0	9.7	8.7	9.1	10.9	13.2	15.5	17.2	17.8
28 °	17.7	16.4	14.3	11.6	9.3	8.2	8.6	10.4	13.0	15.4	17.2	17.9
30 °	17.8	16.4	14.0	11.3	8.9	7.8	8.1	10.1	12.7	15.3	17.3	18.1
32 °	17.8	16.2	13.8	10.9	8.5	7.3	7.7	9.6	12.4	15.1	17.2	18.1
34 °	17.8	16.1	13.5	10.5	8.0	6.8	7.2	9.2	12.0	14.9	17.1	18.2
36 °	17.9	16.0	13.2	10.1	7.5	6.3	6.8	8.8	11.7	14.6	17.0	18.2
38 °	17.9	15.8	12.8	9.6	7.1	5.8	6.3	8.3	11.4	14.4	17.0	18.3
40 °	17.9	15.7	12.5	9.2	6.6	5.3	5.9	7.9	11.0	14.2	16.9	18.3
42 °	17.8	15.5	12.2	8.8	6.1	4.9	5.4	7.4	10.6	14.0	16.8	18.3
44 °	17.8	15.3	11.9	8.4	5.7	4.4	4.9	6.9	10.2	13.7	16.7	18.3
46 °	17.7	15.1	11.5	7.9	5.2	4.0	4.4	6.5	9.7	13.4	16.7	18.3
48 °	17.6	14.9	11.2	7.5	4.7	3.5	4.0	6.0	9.3	13.2	16.6	18.2
50 °	17.5	14.7	10.9	7.0	4.2	3.1	3.5	5.5	8.9	12.9	16.5	18.2
Lat. S	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Dec

Copyrighted material







d'échantillon remanié se définit par opposition à celle d'échantillon *non remanié*, par laquelle on entend un échantillon de sol dont la structure n'a pas été modifiée au cours du prélèvement et dont la phase solide présente ainsi une organisation théoriquement identique à celle du sol en place. L'évaluation de la *texture* du sol ne nécessite pas le prélèvement d'un échantillon non remanié. En effet, il s'agit dans ce cas de déterminer la composition granulométrique de la fraction minérale de sa phase solide et non les caractéristiques de l'organisation de cette dernière.

Pour déterminer la masse totale de la fraction *minérale* de cet échantillon, il faut tout d'abord en éliminer la matière organique. La destruction de cette dernière se fait soit par calcination (étuvage à 80 °C, puis à 105 °C et calcination à 600 °C), soit par traitement à l'eau oxygénée, la réaction chimique étant de la forme suivante :



$$12\,H_2O_2 \;+\; C_6H_{12}O_6 \;\Rightarrow\; 18\,H_2O \;+\; 6\,CO_2$$

L'échantillon doit encore dans ce cas être séché par étuvage à 80 °C. La pesée fournit ensuite la masse totale de la fraction minérale. L'analyse granulométrique proprement dite, soit la séparation des diverses classes texturales, peut alors commencer.

I.2.2 Tamisage

Après séparation manuelle des cailloux et autre éléments de taille relativement importante, la dissociation des particules minérales par *tamisage* peut débuter. Le tamisage consiste à séparer une fraction d'éléments minéraux en faisant passer l'échantillon au travers d'un treillis ou d'une plaque perforée. Les *tamis* se distinguent des *passoires* d'après la forme des perforations, qui sont respectivement carrées et rondes. Le résultat du tamisage diffère de la passoire au tamis, pour des orifices de même taille (côté et diamètre respectivement), car les particules de sol ne sont pas forcément sphériques; une particule parallélépipédique aplatie passera en diagonale au travers des mailles d'un tamis alors qu'elle sera retenue par les mailles de la passoire aux orifices de diamètre correspondant.

Il convient de faire une distinction entre les deux techniques suivantes :

- le *tamisage à sec*, utilisable pour traiter des matériaux non cohérents (peu ou pas structurés),
- le *tamisage à l'eau*, utilisable pour des matériaux cohérents ou non. Cette technique est la plus fréquemment utilisée, généralement avec de l'eau distillée. Elle présente l'avantage de ne pas dégager de poussière.

Dans les deux cas, les tamis ou passoires sont agités à la main ou grâce à un appareil à vibrations conçu spécialement à cet effet. L'échantillon passe ainsi successivement au travers de tamis ou passoires aux mailles de taille décroissante et, à chaque étape, la masse sèche du refus, soit les particules dont le diamètre apparent est supérieur à la taille des mailles, est déterminé. Cette détermination pondérale est obtenue par pesée du refus sec, soit dans le cas d'un tamisage à l'eau après étuvage à 80 °C. La limite technique du tamisage est de l'ordre de 50 à 100 μm. Pour poursuivre la différenciation des classes

Copyrighted material



You have either reached a page that is unavailable for viewing or reached your viewing limit for this book.





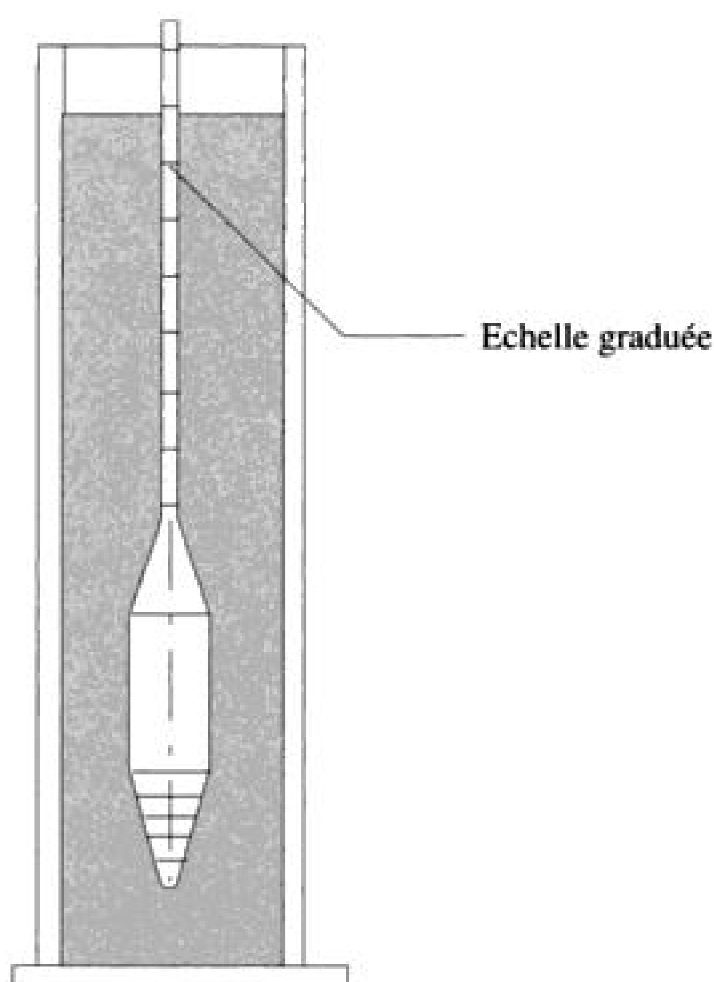


FIG. I.3 Analyse discontinue – Aréomètre

Analyse continue

L'*analyse continue* du processus de sédimentation repose sur l'enregistrement de son évolution au cours du temps. Le principe de la *balance de sédimentométrie* consiste à mesurer la masse se déposant sur un plateau immergé au fond d'un cylindre de sédimentation au cours du temps. Un système d'enregistrement permet d'obtenir une courbe de sédimentation dont on tire la distribution des diverses classes texturales. Cette méthode a l'avantage, de par sa continuité, de permettre la mise en évidence de discontinuités éventuelles dans la distribution granulométrique de l'échantillon, discontinuités qui ne pourraient être observées dans le cas des techniques précédentes. Par contre, les deux désavantages principaux de cette méthode sont, d'une part le temps nécessaire à la réalisation d'une sédimentométrie qui est de plusieurs jours, et d'autre part le coût élevé de ces instruments.

Limites et causes d'erreurs

Ces limites sont fixées par les hypothèses inhérentes à la *loi de Stokes* qui peuvent ne pas être respectées. Les principales d'entre elles sont les suivantes :

- les particules sont rigides, sphériques et dépourvues d'aspérités,
- les particules sont suffisamment grandes pour ne pas être affectées par les mouvements browniens des molécules de fluide,
- les particules ont toutes la même densité,
- la suspension est suffisamment diluée pour qu'il n'y ait pas d'interaction entre particules.

Copyrighted material







Une quantité de mercure déterminée est alors injectée par l'orifice libre du tube, ce qui provoque la compression de l'air se trouvant dans le récipient hermétique et par conséquent dans l'échantillon de sol. Lorsque cette compression s'est équilibrée avec la pression atmosphérique, une différence de hauteur h peut être relevée entre les niveaux atteints par le mercure dans les deux branches de l'appareil.

Selon la *loi de Mariotte*, le produit de la pression et du volume, soit la relation pV, reste constant dans le système isotherme que constitue cet appareil. Ainsi, si h_1 et h_2 sont les différences obtenues respectivement pour le récipient vide puis pour le récipient contenant un échantillon de volume solide V_s, cette relation s'écrit :

$$[p_A + (h_1 \rho_{Hg})]\ [V + (l\, s)] = [p_A + (h_2 \rho_{Hg})]\ [V + (l\, s) - V_s]$$

où p_A est la pression atmosphérique, ρ_{Hg} est la masse volumique du mercure et l la longueur du tube I, qui est maintenue constante en déplaçant le tube II. La détermination des paramètres h_1, h_2, V, l et s est immédiate. Lorsque la pression atmosphérique est connue, il est possible de calculer la valeur du volume des particules solides V_s. La porosité f découle alors de la relation suivante, V_t étant le volume total de l'échantillon :

$$f = \frac{V_v}{V_t} = \frac{V_t - V_s}{V_t}$$

L'inconvénient majeur du porosimètre de *Bouvier* est lié à la détermination, parfois délicate de la pression atmosphérique. Le *porosimètre de Loebell*, dont le fonctionnement repose sur les mêmes principes, permet de s'affranchir de cette contrainte, car ses deux tubes de verres forment un système fermé aux deux extrémités, le mercure étant injecté par le bas à l'aide d'une presse.

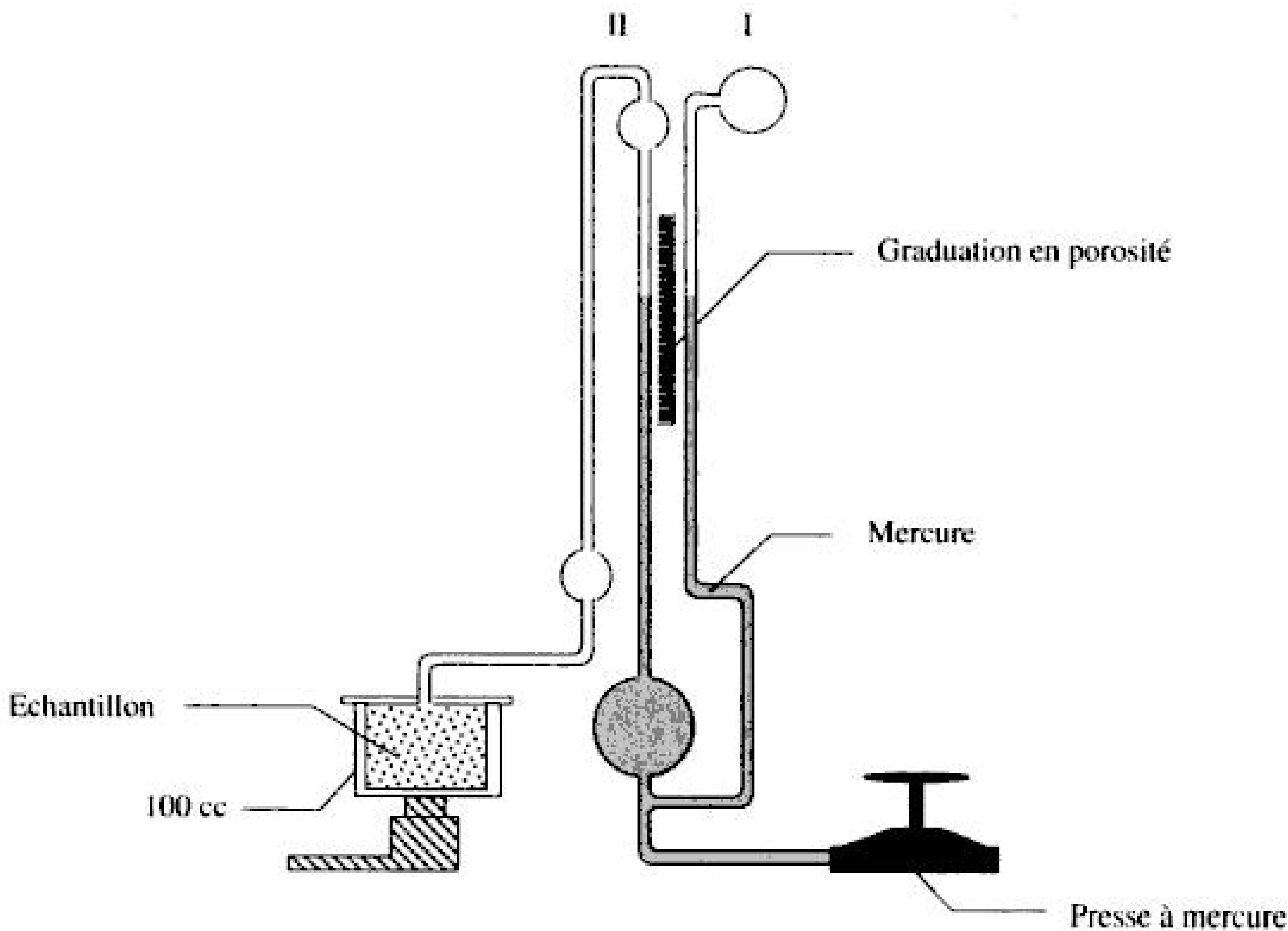


FIG. I.7 Pycnomètre à air – porosimètre de Loebell

Copyrighted material























ANNEXE II

NOTIONS DE THERMODYNAMIQUE

***Remarque liminaire :** les développements présentés dans cette annexe constituent un rappel de notions qui sont exposées de manière plus détaillée dans des ouvrages spécifiquement consacrés à ce domaine de la physique. C'est ainsi que la section II.2 est largement inspirée de quelques passages de l'ouvrage de M. Lucien Borel, «Thermodynamique et énergétique», paru chez le même éditeur.*

II.1 PREMIER PRINCIPE DE LA THERMODYNAMIQUE

L'énergie interne totale d'un système thermodynamique s'exprime par la somme de son *énergie interne*, de son *énergie potentielle de position* et de son *énergie cinétique de déplacement*, soit :

$$U_{tot} = U + Mg\bar{z} + M\frac{\bar{v}^2}{2}$$

où $\bar{z}$ représente la cote altimétrique du centre de gravité du système et v sa vitesse moyenne de déplacement. L'*énergie interne* U est l'énergie mise en jeu à l'échelle atomique. Elle se présente sous la forme d'énergie cinétique et potentielle d'*agitation thermique* et d'énergie potentielle d'*interaction*. Le phénomène d'agitation thermique voit en effet l'énergie passer alternativement de la forme cinétique à la forme potentielle et vice-versa, si bien que les moyennes des énergies cinétique et potentielle d'agitation thermique sont égales et constituent une mesure de la température du système. L'énergie potentielle d'interaction, mise en jeu au cours des phénomènes de compression ou de traction, constitue une mesure de l'état des contraintes auxquelles est soumis le système. Son importance diminue globalement en passant de la phase solide à la phase gazeuse, dans laquelle elle devient pratiquement inexistante.

La transformation de ce système d'un état initial A à un état final B implique une modification de son énergie interne totale, qui peut provenir soit d'un *transfert d'énergie-travail* δW, soit d'un *transfert d'énergie-chaleur* δQ, soit encore du *transfert d'énergie interne totale* associé à un *transfert de masse*. Le *premier principe* de la thermodynamique stipule ainsi que l'accroissement d'énergie interne totale d'un système quelconque est égal à la somme de l'énergie-travail et de l'énergie-chaleur reçues par le système de

Copyrighted material







II.3 SYSTÈME THERMODYNAMIQUE FERMÉ

Un système thermodynamique est dit *fermé* lorsque ses échanges de masse avec l'extérieur sont nuls. Si l'on considère que ce système est en *équilibre mécanique*, c'est à dire simultanément en équilibre cinétique, en équilibre gravifique et en équilibre hydrostatique, son énergie cinétique de déplacement est nulle, son énergie potentielle de position est constante et toutes ses phases sont à la même pression. La variation d'énergie interne totale de ce système se réduit alors à sa variation d'énergie interne, soit à la somme des transferts d'*énergie-travail* δW et d'*énergie-chaleur* δQ :

$$dU_{tot} = dU = \delta W + \delta Q$$

L'*énergie-travail* reçue par ce système de l'extérieur au cours de la transformation peut s'écrire, compte tenu du fait que seules les forces de pression travaillent, comme :

$$\delta W = -p\,dV$$

Le signe négatif indique que l'énergie-travail est reçue, et respectivement perdue, par le système, selon que sa transformation se fasse par *contraction* ou par *dilatation*. L'*énergie-chaleur* reçue par le système peut s'écrire, en vertu du deuxième principe de la thermodynamique, comme :

$$\delta Q = T\,\delta S^{q} \qquad \text{avec} \qquad \delta S^{q} = dS - \delta S^{int}$$

En admettant que les opérations internes soient réversibles, l'accroissement d'entropie du système est alors uniquement dû à la dévalorisation lors du transfert d'énergie-chaleur, si bien que sa variation d'énergie interne s'exprime par :

$$dU = -p dV + T dS$$

Lorsque l'évolution d'un système thermodynamique fermé s'effectue de manière *adiabate*, soit sans transfert d'énergie-chaleur, les deux situations suivantes peuvent se présenter :

• La transformation est ***adiabate*** et ***isochore*** (volume constant). Ces conditions s'expriment par $\delta Q = 0$, $\delta W = 0$ et $dV = 0$. L'entropie peut alors augmenter sous l'effet d'opérations internes irréversibles, mais sa variation est sans effet sur l'énergie interne, qui reste constante :

$$dS = \delta S^{int} \geq 0 \qquad\qquad dU = 0$$

• La transformation est ***adiabate*** et ***isobare*** (pression constante). Ces conditions s'expriment par $\delta Q = 0$, $\delta W \neq 0$ et $dp = 0$. L'augmentation d'entropie sous l'effet d'opérations internes irréversibles est à nouveau sans effet sur la variation d'énergie interne, qui est uniquement due au travail des forces de pression lors de la dilatation ou de la contraction du système :

$$dS = \delta S^{int} \geq 0 \qquad\qquad dU = -p dV$$

Copyrighted material





You have either reached a page that is unavailable for viewing or reached your viewing limit for this book.



et d'un état A à un point et à un état B du sol s'obtient alors en effectuant la somme de son énergie de transformation et de son énergie de transfert, soit, si l'on considère que les vitesses sont suffisamment faibles pour que le terme cinétique puisse être négligé, en ajoutant à l'expression ci-dessus un terme traduisant le travail des forces de pesanteur :

$$d\bar{G}_{i,\,tot} = \bar{V}_i dp - \bar{S}_i dT + d\mu_i + \bar{M}_i\, g\, dz$$

II.6 ÉQUILIBRE THERMODYNAMIQUE ET POTENTIEL CHIMIQUE

Il reste dès lors encore à déterminer la variation de l'enthalpie libre partielle molaire d'une substance *i*, soit celle de son potentiel chimique, à pression et à température constantes. Il faut pour celà recourir à la notion d'*équilibre thermodynamique*.

Un système thermodynamique quelconque est dit en équilibre énergétique ou thermodynamique lorsqu'il réalise simultanément son équilibre thermique, son équilibre physique et son équilibre chimique. Pour ne pas entrer dans des détails superflus, nous admettrons intuitivement qu'un système est en équilibre thermique lorsque sa température est uniforme et en équilibre chimique lorsqu'aucune réaction chimique ne se produit plus. Le système thermodynamique isobare, isotherme et fermé, constitué d'une enveloppe déformable et conductrice contenant deux phases, α et β, est supposé en équilibre thermique et chimique (fig. II.4). Il est de plus supposé contenir, entre autres, une substance *i* qui est initialement à des potentiels chimiques différents, $\mu_{i\alpha}$ et $\mu_{i\beta}$, dans chacune des phases, mais qui peut passer librement de l'une à l'autre.

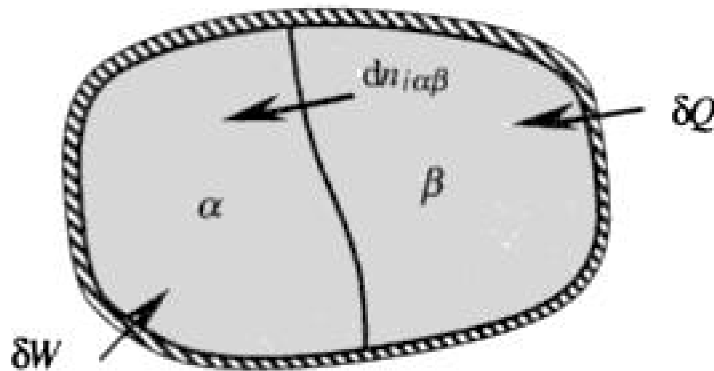


FIG. II.4 Equilibre physique

En vertu des définitions des paragraphes précédents, l'énergie de transformation de la substance *i* s'exprime pour l'ensemble du système par la variation de son énergie libre partielle, soit, compte tenu du fait que les variations de volume des deux phases sont égales et opposées et que leur température est constante :

$$dG_i = dG_{i\alpha} + dG_{i\beta} = \mu_{i\alpha}\, dn_{i\alpha\beta} + \mu_{i\beta}\, dn_{i\beta\alpha} \leq 0$$

où $dn_{i\alpha\beta}$ et $dn_{i\beta\alpha}$ représentent les flux de la substance *i* de la phase α à la phase β et réciproquement. Comme la masse totale du système ne change pas, ces flux sont égaux

Copyrighted material













































un flux d'irrigation de 12 litres par heure selon que le diamètre des capillaires soit de 0.05, 0.1, 0.5 et 1.0 mm. Comment ces besoins évoluent-ils lorsque la température, qui est initialement de 25 °C, tombe à 5 °C ?

IV.23 A la base d'une colonne de sol homogène et isotrope se trouve une grille, de sorte que l'eau s'en écoule librement, à pression atmosphérique (fig. IV.11).

i) Représenter le diagramme des potentiels sachant que la conductivité hydraulique ne varie pas avec le temps et que la densité de flux est constante dans l'espace et le temps.

ii) Calculer la conductivité hydraulique à saturation en m/s, sachant que le débit mesuré à la base de la colonne est de 1.6 cm^3/min et que la section de cette dernière est de 25 cm^2. La conductivité hydraulique est-elle constante tout au long de la colonne? Justifier. Est-il possible de se faire une idée de la texture de ce sol?

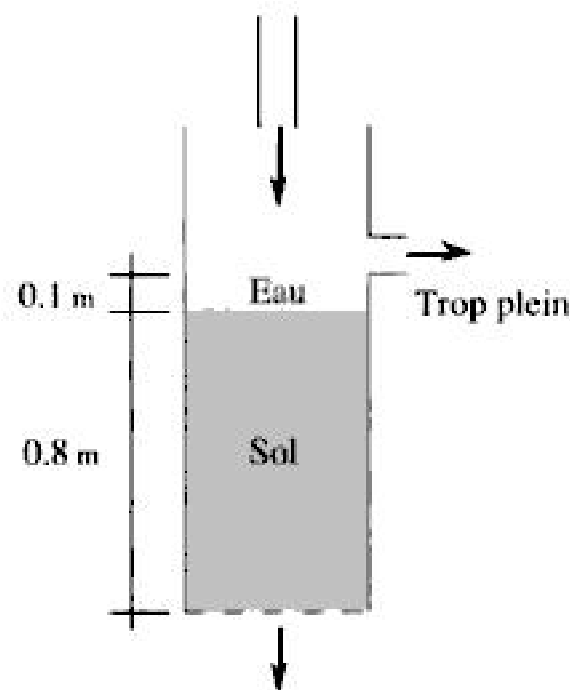


FIG. IV.11 Colonne expérimentale verticale

IV.24 Déterminer la conductivité hydraulique à saturation d'un échantillon de sol non remanié à l'aide des mesures effectuées avec un perméamètre à charge variable, présentées par le tableau IV.12. Est-il possible de se faire une idée de la texture de ce sol ?

t [s]	Δh [cm]
48"	1.64
1'23"	2.73
2'15"	4.37
3'35"	6.56
4'35"	8.20
6'32"	10.93
8'55"	13.66
11'08"	16.39
13'40"	19.13

Hauteur de l'échantillon : L = 10 cm
Section de l'échantillon : S = 33.17 cm^2
Hauteur initiale de la colonne d'eau : h_0 = 60 cm
Section du tube : s = 1.83 cm^2

TABLEAU. IV.12 Résultats d'une mesure de conductivité hydraulique

Copyrighted material











Les processus de transfert d'eau, de substances, d'air ou de chaleur dans les sols, ainsi que les échanges avec les végétaux et l'atmosphère, jouent un rôle primordial dans la gestion de ces milieux naturels. Une utilisation rationnelle et une protection efficace des terres et des eaux impliquent une bonne compréhension de ces phénomènes.

Les ingénieurs du génie rural, du génie civil et de l'environnement, ainsi que les ingénieurs agronomes et forestiers, se voient de plus en plus et à divers titres, confrontés à des problèmes relevant de cette discipline. Il leur est donc nécessaire d'en connaître les fondements afin de mieux cerner les réactions du sol à diverses sollicitations ou contraintes.

Cet ouvrage, qui présente selon un schéma classique les bases scientifiques et techniques de la physique du sol, en s'attachant plus particulièrement aux questions relatives aux écoulements en milieu poreux, leur est par conséquent destiné.

Les développements théoriques, conduits de manière rigoureuse et illustrés par des exemples, se prêtent bien à l'enseignement de cette discipline, mais fournissent également une base solide à la recherche dans divers domaines. Ce livre constitue donc un support précieux pour l'étudiant, comme pour le chercheur ou l'ingénieur praticien, soucieux d'élargir son champ d'activité.

André Musy, de nationalité suisse, est né en 1945. Il fait ses études universitaires à l'Ecole polytechnique fédérale de Lausanne, où il obtient en 1970 son diplôme d'ingénieur du génie rural et géomètre puis, en 1975, son doctorat ès sciences techniques dans le domaine de la physique du sol. Après un séjour post-doctoral d'un an dans diverses universités américaines, il est chef des travaux à l'Institut de génie rural de l'EPFL jusqu'en 1978 puis expert des Nations Unies en Afrique de l'Ouest.
Nommé professeur extraordinaire à l'Ecole polytechnique fédérale de Lausanne en 1983, puis professeur ordinaire en 1986, il enseigne les fondements, les méthodes et les techniques appropriées à la conception, la réalisation et la gestion des aménagements et des équipements ruraux.
Parallèlement à ses activités d'enseignant, il dirige des recherches dans ses domaines de spécialités que sont l'agrologie, l'hydrologie et l'aménagement rural au sein de l'Institut d'aménagement des terres et des eaux du Département de génie rural de l'EPFL. Il est consultant auprès de divers bureaux privés et de plusieurs organismes internationaux (OMM, PNUD, FAO, UNESCO).

Marc Soutter est né à Rolle en 1964. Il effectue ses études universitaires à l'Ecole polytechnique fédérale de Lausanne (EPFL), où il obtient en 1988 le diplôme d'ingénieur du génie rural et géomètre. Depuis lors, il est assistant à l'Institut d'aménagement des terres et des eaux de l'EPFL. Ses activités sont principalement orientées vers les questions relatives au comportement hydrique des sols en zones drainées.

ISBN 2-88074-211-0



ISBN 2-88074-211-0

PRESSES POLYTECHNIQUES ET UNIVERSITAIRES ROMANDES

Copyrighted material